This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.

0764
DL TRANSFER
6C4Q 2

KG 10764

Harvard College Library

FROM THE

DANIEL TREADWELL FUND

Residuary legacy from Daniel Treadwell, Rumford
Professor and Lecturer on the Application
of Science to the Useful Arts
1834–1845.

DIE ERDKUNDE.

EINE DARSTELLUNG
IHRER WISSENSGEBIETE, IHRER HILFSWISSENSCHAFTEN
UND DER METHODE IHRES UNTERRICHTES.

In Verbindung mit

Prof. Dr. **Ant. Becker** (Wien), Prof. **Jul. Beneš** (Wiener-Neustadt), a. o. Prof. Dr. **Cyr. Bodenstein** (Wien), Regierungsrat **E. Gelcich** (Wien), Prof. Dr. **Wilh. Götz** (München), o. ö. Prof. Dr. **Siegm. Günther** (München), Vorstand I. Klasse im k. u. k. mil.-geogr. Institut **Vinz. Haardt v. Hartenthurn** (Wien), Prof. Dr. **Norbert Herz** (Wien), a. ö. Prof. Dr. **R. F. Kaindl** (Czernowitz), o. ö. Prof. Dr. **A. Kirchhoff** (Halle a. d. S.), Prof. **H. Lanner** (Wien), o. ö. Prof. Dr. **Ferd. Löwl** (Czernowitz), Dozent Dr. **Wilh. Meinardus** (Berlin), Prof. Dr. **Jul. Mayer** (Wien), Dozent Dr. **Joh. Wilib. Nagl** (Wien), Prof. Dr. **K. Preißler** (Graz), Direktor Dr. **Fr. Rimmer** (Wiener-Neustadt), Schulrat Prof. Dr. **Wilh. Schmidt** (Wien), Dozent Dr. **W. Schram**, Leiter des österr. Gradmessungsbureaus (Wien), Dr. **Heinr. Schurtz** (Bremen), o. ö. Prof. Dr. **Wilh. Trabert** (Innsbruck), Prof. **Arth. Vital** (Triest), Dr. **H. Walser** (Bern)

herausgegeben von

MAXIMILIAN KLAR,

Professor an der Landes-Real- und höheren Gewerbeschule in Wiener-Neustadt.

XIII. TEIL.

METEOROLOGIE UND KLIMATOLOGIE.

Von Professor Dr. **Wilhelm Trabert.**

LEIPZIG UND WIEN
FRANZ DEUTICKE
1905

METEOROLOGIE UND KLIMATOLOGIE

VON

Dr. WILHELM TRABERT,

ORDENTL. PROFESSOR DER KOSMISCHEN PHYSIK AN DER K. K. UNIVERSITÄT INNSBRUCK.

MIT 37 FIGUREN IM TEXT.

LEIPZIG UND WIEN
FRANZ DEUTICKE
1905.

KG 10764
~~PhG 4054.05.3~~

HARVARD COLLEGE
JUN 3 1907
LIBRARY.
Bradwell fund.

Verlags-Nr. 1092.

Druck von Rudolf M. Rohrer in Brünn

Vorwort.

Eine „Meteorologie und Klimatologie“ in einem einheitlichen Werke wurde bisher noch nicht versucht. Die beiden Disziplinen haben auch so viele Beziehungen zueinander, sie durchdringen einander so innig, daß, wenn viele Wiederholungen vermieden werden sollen, die Lösung dieser Aufgabe schwierig ist. Sie wird nicht erleichtert, wenn der verfügbare Raum beschränkt ist.

Wenn dem Verfasser diese Lösung gelungen sein sollte, so wurde dies nur dadurch möglich, daß er von der gebräuchlichen Einteilung der Meteorologie, aber auch von jener der Klimatologie gründlich abwich. Er hat es versucht, in einem ersten Abschnitte die den beiden Wissensgebieten gemeinsamen Grundbegriffe und Elemente zu behandeln und die Art der Gewinnung und Bearbeitung des Beobachtungsmateriales zu beleuchten.

Erst im zweiten Abschnitte wendet er sich den örtlichen und zeitlichen Verschiedenheiten der meteorologischen Elemente zu, und erst hier kann auch der Zusammenhang der einzelnen Elemente zur Erörterung gelangen. Dieser zweite Abschnitt enthält in gedrängtester Kürze die eigentliche Meteorologie, während der erste Abschnitt allein die Klarstellung der Grundbegriffe zu liefern hatte.

Endlich im dritten Abschnitte wendet sich der Verfasser dem „Wetter und Klima“ zu. Er versucht hier, aus den Grundlagen des Wetters heraus und von den Hauptcharakteren des Klimas ausgehend, ein Bild der klimatischen Verhältnisse jedes einzelnen Erdteiles und ihrer Ursachen zu entwerfen.

Schon dieser dritte Abschnitt allein für sich scheint ihm einem bestehenden Bedürfnisse entgegenzukommen. Wir besitzen das große vortreffliche Handbuch der Klimatologie von Hann, aber keine kleinere Klimalehre, welche auch auf die spezielle Klimatologie einginge. Der Verfasser hat sich dabei, wie selbstverständlich, stark an das Hannsche Handbuch angelehnt; die verwendeten Zahlendaten stammen fast alle aus ihm. Für die Auswahl derselben war ihm aber weniger die Größe und Wichtigkeit des Ortes maßgebend als seine Lage. Er war bestrebt, für jedes Klimagebiet ein möglichst typisches Beispiel auszuwählen.

Innsbruck, im Juni 1905.

Prof. Wilh. Trabert.

Inhaltsverzeichnis.

I. Die meteorologischen Elemente, ihre Messung und ihre Bearbeitung.

Seite

§ 1. Aufgabe der Meteorologie und Klimatologie. Die meteorologischen Elemente 1
§ 2. Der Wind 2
§ 3. Bewölkung und Sonnenschein 6
§ 4. Der Niederschlag 11
§ 5. Die Temperatur 13
§ 6. Die strahlende Wärme 19
§ 7. Der Luftdruck 22
§ 8. Der Wasserdampf und die übrigen Bestandteile der Atmosphäre 27
§ 9. Die meteorologischen Beobachtungsnetze 32
§ 10. Bearbeitung des Beobachtungsmateriales 35

II. Zeitliche und örtliche Unterschiede der meteorologischen Elemente und ihre Ursachen.

(Physik der Atmosphäre.)

§ 11. Die zeitlichen und örtlichen Unterschiede der Temperatur 38
§ 12. Die Luftdruckverhältnisse und die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre 48
§ 13. Der Kreislauf des Wassers 56

III. Wetter und Klima.

§ 14. Das Wetter und seine Darstellung 61
§ 15. Luftdruckverteilung und Wetter 67
§ 16. Wettervorhersage. Die Aktionszentren der Atmosphäre 76
§ 17. Das Klima und seine Hauptformen 83
§ 18. Das Klima von Europa 94
§ 19. Das Klima von Asien 104
§ 20. Das Klima von Afrika 111
§ 21. Das Klima von Amerika 116
§ 22. Das Klima von Australien und Ozeanien 122
§ 23. Klimaschwankungen 125

I. Die meteorologischen Elemente, ihre Messung und ihre Bearbeitung.

§ 1. Aufgabe der Meteorologie und Klimatologie. Die meteorologischen Elemente.

Wo und wann immer wir uns im Freien aufhalten, wird unser Gesamtgefühl durch eine Reihe von Empfindungen beeinflußt, welche hervorgerufen werden durch Faktoren, die augenscheinlich in unserer Umgebung ihren Sitz haben und die wir in ihrer Gesamtheit kurz mit dem Worte „Wetter" bezeichnen.

Wir können zunächst über diese Faktoren gar nichts Näheres aussagen, wir können auch nicht angeben, welches eigentlich die wirkende Ursache ist und worauf die beobachteten Veränderungen zurückzuführen sind. Nur der Wind belehrt uns durch den Druck, den er auf entgegenstehende Flächen ausübt, und durch die Kraft, mit welcher er Körper in Bewegung zu setzen strebt, daß überall an der Erdoberfläche und bis in die höchsten uns zugänglichen Höhen hinauf eine körperliche Substanz — Luft genannt — vorhanden ist, und der Widerstand, den wir bei unseren Bewegungen, sofern dieselben nicht allzu langsam vor sich gehen, auch bei Abwesenheit von Wind verspüren, zeigt uns, daß diese Substanz stets vorhanden ist.

Es kann diese Substanz allein ein gasförmig-flüssiger Körper sein, ja sie erscheint uns so typisch für die gasförmigen Körper, daß man ehemals überhaupt alle Gasarten schlechtweg unter den Sammelnamen „Luft" zusammenfaßte.

Wir können somit unmittelbar aus der sinnlichen Wahrnehmung den Schluß ziehen, daß der Erdball von einer gasförmigen Hülle, der Lufthülle oder Atmosphäre, umgeben ist.

In dieser Atmosphäre vollziehen sich die mannigfachen Veränderungen, welche wir gewahr werden. Sie ist der Schauplatz jener wechselnden Erscheinungen, welche das Wetter ausmachen. In ihr sehen wir die Wolken schweben, aus ihr sehen wir den Regen oder Schnee herabfallen, wir werden gewahr, daß die Luft in uns bald die Empfindung der Wärme, bald jene der Kälte hervorruft usw. usw.

Die Lehre von diesen Erscheinungen in der Atmosphäre nennen wir nach Aristoteles Meteorologie oder auch Atmosphärologie. Die einzelnen Faktoren aber, deren Veränderungen wir zu studieren haben, wie Wind, Bewölkung, Niederschlag, Temperatur, Feuchtigkeit, Luftdruck usw. nennen wir dementsprechend meteorologische Elemente.

Wir können nun diese Erscheinungen einzeln für sich betrachten und die Ermittlung ihres physikalischen Zusammenhanges uns zur Aufgabe stellen; dies geschieht in der eigentlichen Meteorologie oder Meteorologie im engeren Sinne.

Es kann aber auch das charakteristische Nebeneinander der einzelnen meteorologischen Elemente, also die Gesamtheit der meteorologischen Erscheinungen, durch welche der Zustand der Atmosphäre charakterisiert wird, zum Gegenstande der Forschung gemacht werden, dies geschieht in zwei anderen Zweigen der Meteorologie (im weiteren Sinne): in der Lehre vom Wetter, welche sich mit dem „Wetter", d. i. dem jeweiligen Zustande der Atmosphäre an irgendeinem Orte befaßt, und in der Klimatologie, der Lehre vom „Klima", d. i. dem mittleren Zustande der Atmosphäre über irgendeiner Örtlichkeit.

Es zerfällt hiernach die Meteorologie im weiteren Sinne in *a*) Meteorologie im engeren Sinne (oder Physik der Atmosphäre), *b*) Lehre vom Wetter und *c*) Klimatologie. Die Klimatologie ist jener Teil der Meteorologie, der zuerst zur Entwicklung gelangte und bereits zu einer selbständigen Wissenschaft geworden ist; die Lehre vom Wetter ist im Gegenteile der jüngste Zweig der Meteorologie und dementsprechend auch noch am wenigsten weit vorgeschritten.

§ 2. Der Wind.

Der Wind ist jenes meteorologische Element, welches zuerst die Aufmerksamkeit des Menschen erregt. Der Wind belehrt uns ja nicht bloß vom Vorhandensein der Atmosphäre, Windrichtung und Windstärke sind vielmehr auch rein praktisch für den Menschen von höchster Bedeutung; frühzeitig mußte sich ihm der innige Zusammenhang zwischen Wind und Wetter offenbaren, und bis in die ältesten Zeiten zurück reicht die Ausnutzung des Windes bei der Schiffahrt. So ist denn auch das älteste meteorologische Instrument die Windfahne,[1]) und die älteste meteorologische Karte ist die Windkarte Halleys.

Charakterisiert wird die Bewegung der Luft oder der Wind durch Richtung und Stärke. Man pflegt dabei die Richtung nach jener Himmelsgegend zu benennen, aus welcher der Wind weht und es genügt im allgemeinen bei der großen Veränderlichkeit der Windrichtung an der Erdoberfläche und der Unsicherheit ihrer Bestimmung dabei die 8 Hauptrichtungen des Kompasses (Nord, Nordwest, West, Südwest usw.) zu unterscheiden. Wenn man will, kann man übrigens auch noch Zwischenrichtungen (Nord-

[1]) Etwa 100 v. Chr. gab es in Athen bereits einen Vorläufer unserer modernen Wetterhäuschen: den „Turm der Winde" des Andronikes Kyrrestes. Auch in Italien gab es schon im ersten Jahrhundert v. Chr. durchgehende Windfahnen.

nordwest, Westnordwest usw.) einschalten und so 16 Windrichtungen unterscheiden.[1]) Zur Bezeichnung derselben wählt man die Anfangsbuchstaben der verschiedenen Richtungen, nur ist dabei zu beachten, daß für den Ostwind nach internationaler Vereinbarung der Buchstabe *E* (nach dem Englischen East) gewählt wurde, um Verwechslungen in den romanischen Sprachen (z. B. französisch ouest) zu vermeiden. Die nebenstehende Figur 1 gibt eine übersichtliche Skizze der einzelnen Windrichtungen und ihre Bezeichnung.

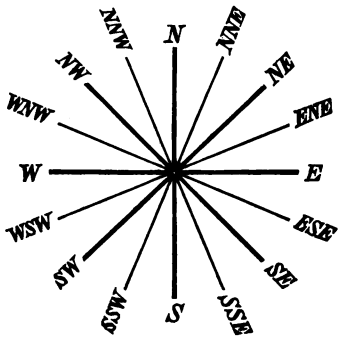


Fig. 1. Windrose.

Zur Ermittlung der Windrichtung bedient man sich der Windfahne, die möglichst frei aufgestellt und mittels einer stählernen Spitze auf harter Unterlage sehr leicht beweglich sein soll. Wo eine solche fehlt, wird übrigens dem meteorologischen Beobachter auch eine gewöhnliche Fahne oder die Zugrichtung des Rauches zur Ermittlung der Windrichtung gute Dienste tun. Unerlaubt ist es, den Wolkenzug zu diesem Zwecke zu verwenden, da die Bewegung der Luft an der Erdoberfläche und in den höheren Luftschichten in der Regel voneinander abweichen, manchmal geradezu entgegengesetzt sein können.

Die Windstärke wird an den meteorologischen Stationen in der Regel nach einer 10teiligen Skala geschätzt.[2]) Windstille oder ein leichtes kaum bemerkbares Lüftchen, bei dem der Rauch noch fast vertikal emporsteigt, wird mit 0, ein schwacher Wind, je nachdem er nur Blätter oder schon schwächere oder stärkere Zweige bewegt, mit 1, 2, 3 bezeichnet. Starker Wind, der bereits Äste bewegt und für das Gefühl unangenehm ist, wird charakterisiert durch den Grad 4 und 5.

Besonders heftige Luftbewegung nennen wir „Sturm“ und für diesen sind die Grade 6 bis 10 reserviert. Nur selten wird man für einen Sturm die Bezeichnung 9 anzugeben haben, nur wenn der Sturm eine Stärke erreicht, bei der starke Bäume gebrochen, Häuser abgedeckt und Menschen zu Boden geworfen werden, wird man dazu berechtigt sein; fast nie wird man auf dem festen Land den Stärkegrad 10 anwenden dürfen. Nur der allerheftigste Orkan ist darunter zu verstehen.

Sind so für die Schätzung der Windstärke auch gewisse objektive Kennzeichen gegeben, so liegt es doch in der Natur der Sache, daß die Schätzungen verschiedener Beobachter nicht ohne weiteres miteinander vergleichbar sein werden, und man war daher bestrebt, Instrumente zur Messung der Windstärke zu konstruieren.

Man kann sich zu diesem Zwecke zweier verschiedener Prinzipien bedienen. Man kann den in einer gewissen Zeit von der Luft zurückge-

[1]) Auf der See ist es üblich, die Windrichtung nach den Graden des Kompasses anzugeben.

[2]) Auf der See bedient man sich einer 12teiligen, der sogenannten Beaufortskala.

legten Weg, also die Windgeschwindigkeit messen, oder man kann den Druck, welchen die bewegte Luft auf eine senkrecht auf ihre Bewegungsrichtung gestellte Fläche ausübt, also den momentanen Winddruck zur Messung der Windstärke verwenden.

An den größeren meteorologischen Observatorien, an denen mit Hilfe von Anemometern Messungen der Windstärke vorgenommen werden, wird meistens die Windgeschwindigkeit ermittelt, zu welchem Zwecke gewöhnlich das Robinsonsche Schalenkreuzanemometer (Fig. 2) in Verwendung steht. Aus der Zahl der Umdrehungen in einer bestimmten Zeit kann man direkt den vom Winde in dieser Zeit zurückgelegten Weg an einem Zeigerwerke ablesen. Auch des Woltmannschen Flügels kann man sich zur Messung der Windgeschwindigkeit bedienen.

Wenn derartige Anemometer empirisch geeicht (z. B. auf dem Fahrrad oder Automobil) und genügend hoch über allen störenden Erhebungen, wo möglich auf luftigen, durch-

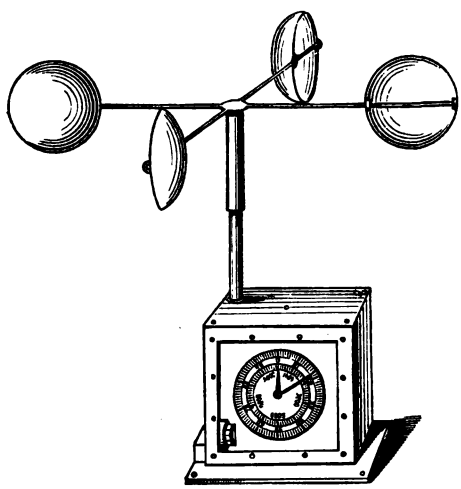


Fig. 2. Anemometer.

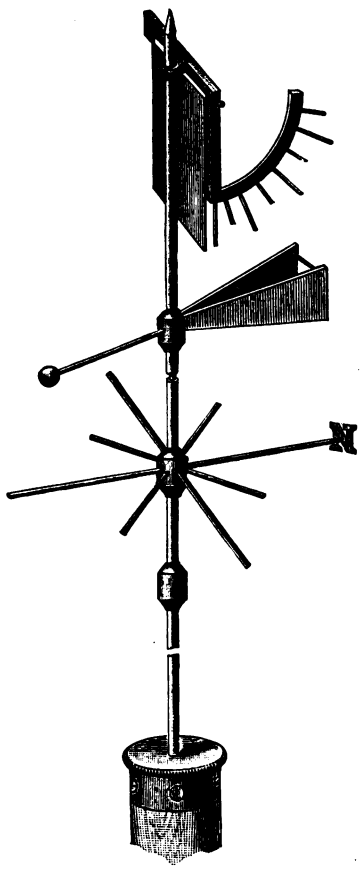


Fig. 3. Wildsche Windstärketafel.

brochenen Eisenkonstruktionen aufgestellt sind, dann gestatten sie, den Windweg und mit Rücksicht auf die betreffende Zeit, die mittlere Windgeschwindigkeit in dieser Zeit recht verläßlich zu messen. Man gibt dieselbe in Kilometern pro Stunde oder auch Metern pro Sekunde an.

Die einzelnen stärkeren Momentanstöße des Windes, welche durch Pausen geringerer Stärke voneinander getrennt sind, kommen bei dieser Messungsart nicht zur Geltung. Will man sie ermitteln, muß man sich der Druckanemometer bedienen. An Stationen ist vielfach die Wildsche Windstärketafel (Fig. 3) in Gebrauch. Eine um eine horizontale Achse drehbare, schwere Platte wird durch eine Windfahne stets senkrecht gegen den Wind

gestellt. Je stärker der Winddruck, um so weiter wird die Platte aus der vertikalen Lage abgelenkt.

Auch durch die horizontale Verschiebung einer Platte, welche durch eine Windfahne senkrecht gegen den Wind gestellt wird und welche eine Federkraft immer in die ursprüngliche Lage zurück zu versetzen strebt, kann der Winddruck gemessen werden. (Oslers Anemometer.) Man gibt den Winddruck gewöhnlich in Kilogramm auf das Quadratmeter an, es ist aber wohl zu beachten, daß der Druck nicht genau der Fläche proportional ist und auch von der Gestalt derselben abhängt. Dies ist ein Hauptübelstand, unter welchem die Winddruckmesser leiden.

Die folgende kleine Tabelle gibt eine übersichtliche Zusammenstellung der den Graden der zehnteiligen Windskala ungefähr entsprechenden Windgeschwindigkeiten (in Metern pro Sekunde) und Winddrucke (in Kilogramm pro Quadratmeter):

	Wind					Sturm				Orkan
Geschätzte Stärke:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Geschwindigkeit (Meter pro Sekunde):	2·0	3·5	5·5	8·0	10·5	13·5	16·5	20·5	28	über 35
Winddruck (Kilogramm pro Quadratmeter):	0·5	1·5	3·8	8·0	13·8	22	34	50	100	?

Bei den großen Windstärken ist die Beziehung zwischen Windgeschwindigkeit und Winddruck etwas unsicher. Gewiß wird nach dieser Beziehung für große Objekte der Winddruck zu groß angegeben. Als größte Windgeschwindigkeiten in kurzen Zeitintervallen kann man etwa 50 *m* pro Sekunde annehmen; das Maximum des Winddruckes dürfte sich auf 150 bis 200 *kg* pro Quadratmeter belaufen.

Man hat auch selbstschreibende Anemometer konstruiert, bei denen sowohl die Richtung als auch die Zahl der Rotationen des Schalenkreuzes und damit die Windgeschwindigkeit in zweckmäßiger Weise durch einen Schreibapparat registriert werden. Ihrer großen Kosten wegen sind sie nur an größeren Observatorien in Verwendung und da ihre Eichung mit großen Schwierigkeiten verbunden ist und die Aufstellung die Angaben sehr wesentlich beeinflußt, sind dieselben untereinander nur schwer vergleichbar. Es sind relative Apparate und ihre Aufgabe besteht hauptsächlich darin, die zeitlichen Änderungen am selben Orte messend zu verfolgen.

Wir haben bisher so gesprochen, als ob eine Bewegung der Luft nur in horizontaler Richtung, nur parallel zur Erdoberfläche stattfinden würde, eine derartige Auffassung wäre aber keineswegs richtig. Auch in vertikaler Richtung finden Strömungen der Luft statt, ja es kommt ihnen, wie wir sehen werden, sogar eine außerordentliche Wichtigkeit für die Veränderungen in der Atmosphäre zu; ihre Geschwindigkeiten treten aber so sehr gegen jene parallel zur Erdoberfläche zurück, daß von einem eigentlichen Winde in vertikaler Richtung gewiß nicht die Rede sein kann.

§ 3. Bewölkung und Sonnenschein.

Vielleicht kein Faktor bestimmt den Charakter von Wetter und Klima mehr als die größere oder geringere Lichtfülle, die außer durch die Sonnenstellung durch Grad und Art der Bewölkung bedingt wird. Man hat sich ursprünglich damit begnügt, den Zustand des Himmels durch die Worte „heiter", „teilweise bewölkt" und „trüb" zu kennzeichnen, erst allmählich erwachte das Bedürfnis, den Grad der Bewölkung ziffermäßig anzugeben und man ist auf dem internationalen Meteorologenkongreß in Wien übereingekommen, denselben wie die Windstärke nach einer 10teiligen Skala zu schätzen. Man gibt an, wieviel Zehntel des ganzen Himmelsgewölbes schätzungsweise von Wolken bedeckt sind, so daß bei einer Bedeckung von beispielsweise etwa drei Zehnteln der Himmelsfläche die Bewölkung durch den Grad 3, bei voller Trübung durch 10 und wolkenlosem Himmel mit 0 angegeben wird.

Wie bei jeder Schätzung ist subjektive Färbung der Beobachtung natürlich auch hierbei nicht zu vermeiden. Einen objektiven Maßstab für den mittleren Grad der Bewölkung eines bestimmten Zeitraumes gewährt allein die Registrierung des Sonnenscheines. Da bei Bewölkung die Wolken wohl niemals unbeweglich am Himmel stehen, so wird, wenn während eines Zeitraumes von einigen Stunden beispielsweise die Bewölkung 7 geherrscht hat, also 70% des ganzen Himmels bedeckt waren, während dieser Zeit die Sonne bald hinter Wolken, bald unbedeckt gewesen sein und es werden im allgemeinen dann auch während 70% der ganzen Zeit Wolken vor der Sonne gestanden sein. Ermitteln wir also an einem Vormittage von bestimmtem Witterungscharakter die Sonnenscheindauer zu 68% der ganzen Zeit, während welcher die Sonne am Himmel stand, dann werden wir auf eine Bewölkung von $100 - 68 = 32\%$ oder rund nach der 10teiligen Skala auf eine Bewölkung 3 schließen dürfen.

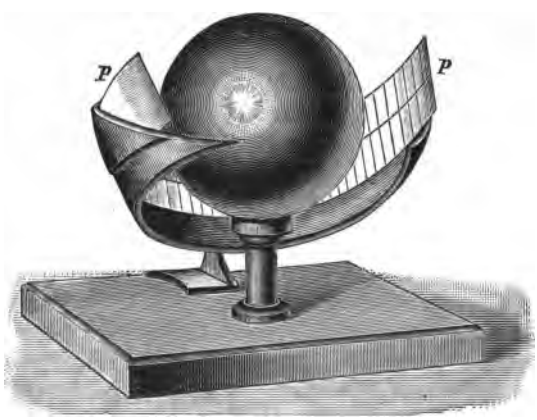


Fig. 4. Sonnenscheinautograph.

Fig. 4 stellt einen derartigen Sonnenscheinautographen (von Campbell-Stokes) vor. Eine kompakte Glaskugel, welche nach allen Seiten hin als Brennglas wirkt, entwirft einen Brennpunkt auf passend präpariertem Papier.

Wie die Sonne im Laufe des Tages am Himmel hinzieht, so wandert der Brennpunkt über den Papierstreifen. Scheint die Sonne, brennt er in das Papier ein, sind Wolken vor der Sonne, bleibt die betreffende Stelle unversehrt und es ist nun leicht nicht bloß für jeden einzelnen Moment anzugeben, ob die Sonne geschienen hat oder nicht, man kann auch für den ganzen Tag oder ein kürzeres Intervall die tatsächliche Sonnenscheindauer und ihr Verhältnis zur möglichen ermitteln. Pernter und Billwiller haben nun gezeigt, daß in der Tat recht genähert, wie oben erörtert, aus der Sonnenscheindauer auf die mittlere Bewölkung geschlossen werden kann, ganz genau ist selbstverständlich die Beziehung nicht, hauptsächlich deshalb, weil durch die Perspektive gegen den Horizont hin die Bewölkung scheinbar größer wird. Man soll deshalb auch bei der Schätzung auf die Bewölkung nahe dem Horizont geringere Rücksicht nehmen als auf jene nahe dem Zenit.

Will man den Grad der Heiterkeit des Himmels auch bei der Nacht verfolgen, kann man, wie dies auf dem Blue-Hill-Observatorium geschieht, einen bestimmten Stern auf eine photographische Platte wirken lassen.

Auf die Dicke der Bewölkung oder sagen wir besser auf ihre Intensität pflegt man bei Schätzung des Bewölkungsgrades keine Rücksicht zu nehmen; um so notwendiger erscheint es, die Art der Bewölkung anzugeben. Wie groß kann bei völlig bedecktem Himmel der Unterschied sein, je nachdem ob ein feiner, weißer Federwolkenschleier oder eine dichte, graue Haufenwolke den Himmel umzieht! Aber so mannigfach sind die Unterschiede in den Wolkenformen, so allmählich gehen die einzelnen Typen ineinander über und so abweichend war die Bezeichnungsart der einzelnen Formen, daß eine Verständigung darüber, welcher Wolkentypus unter einer bestimmten Bezeichnung zu verstehen sei, kaum möglich erschien. Es ist insbesondere den beiden Wolkenforschern Hildebrandsson und Abercromby zu verdanken, daß auch auf diesem Gebiete eine internationale Übereinkunft zustande kam und durch einen Atlas der typischen Wolkenformen eine feste Definition für jede Wolkenart gegeben wurde. Man ist hierbei auf die alten von Luke Howard aufgestellten drei Grundtypen der Wolkenformen zurückgegangen: 1. den Cirrus (*ci.*) oder die zarte weiße, faserige Federwolke, die oft in parallelen Bändern den ganzen Himmel überzieht; 2. den Kumulus (*cu.*) oder die massige, geballte, oft glänzend weiße Haufenwolke mit abgerundeten Kuppen, und endlich 3. den Stratus (*str.*) oder die ausgedehnte, zusammenhängende Schichtwolke.

Durch Übergang der einzelnen Typen ineinander ergeben sich dann 4. der Cirrostratus (*cistr.*), ein feiner, weißer Wolkenschleier, der entsteht, wenn sich die Cirruswolken mehr und mehr verdichten, so daß der ganze Himmel damit überzogen wird und ein weißliches Aussehen gewinnt; 5. der Cirro-Kumulus (*cicu.*), die wohlbekannten Schäfchenwolken, kleine, feine, flockige, weiße oft in Reihen angeordnete Ballenwölkchen ohne beschattete Ränder; 6. der Alto-Kumulus (*alcu.*), die gröbere Form des Cirro-Kumulus, weiße, blaßgraue Wolkenballen mit beschatteten Teilen; 7. der Alto-Stratus (*alstr.*), auch sozusagen die gröbere Form des Cirrostratus, ein dichter grauer Wolkenschleier, so dicht, daß die Umrisse von Sonne und Mond durch denselben nicht mehr zu erkennen sind. Nur ein

allgemeiner matter Lichtschein zeigt uns die Stelle, wo die Sonne steht. Weiters haben wir noch einen häufigen Typus 8. den Strato-Kumulus (*strcu.*), ausgedehnte, deutlich geschichtete, aber hie und da durchbrochene Wolkenballen und zu diesen Formen haben wir noch hinzuzufügen 9. den Nimbus (*ni.*), die dunkle, formlose Wolke, aus welcher Niederschlag fällt, und 10. den Kumulo-Nimbus oder die Gewitterwolke, gewaltige aufgetürmte Kumuluswolken mit massigen aufgeblähten Kuppen, aus denen der Regen in dichten Strömen niederfällt.

Fig. 5 gibt ein Bild der Cirruswolke, Fig. 6 soll als Beispiel für die Kumuluswolke dienen. Um noch für die Übergangsformen einige typische Beispiele zu geben, wurden noch in Fig. 7 der Cirro-Kumulus und in Fig. 8 eine Alto-Stratuswolke aufgenommen. (Nach Singers Wolkenatlas.)

Jede Wolke, in deren Innern wir uns befinden, erscheint als Nebel; jeder Nebel, von einem äußeren Standpunkte gesehen, erscheint als Wolke. Eine innerliche Verschiedenheit zwischen Nebel und Wolke existiert somit nicht.

Man glaubte ehemals, daß die Wolken aus kleinen Wasserbläschen beständen, eine Reihe optischer Erscheinungen schien dies unwiderleglich zu beweisen und das „Schweben" der Wolken fand so eine einfache Erklärung. Die Beobachtungen auf Bergen und im Ballon haben aber nichtsdestoweniger gelehrt, daß dem nicht so sei, daß die Wolken im allgemeinen aus kompakten Wassertröpfchen und in hohen Schichten bei sehr tiefen Temperaturen aus Eisnadeln bestehen.

Dines und Assmann haben diese Tröpfchen direkt beobachtet und gemessen und es hat sich dabei ein Tropfendurchmesser von etwa 0·02 *mm* ergeben. Assmann fand für die kleinsten Tröpfchen einen Durchmesser von nur 0·006 *mm*, nach oben kann kaum eine bestimmte Größe angegeben werden. Bei einem Tropfendurchmesser von 0·04 *mm* wird der Nebel bereits nässend und geht allmählich in Regen über. Strenge genommen müssen wir ja von jeder Wolke sagen, sie regne. Die Tröpfchen, aus denen sie besteht, fallen stets; aber bei ihrer Kleinheit tritt die Schwerkraft so sehr gegen den Luftwiderstand zurück, daß die Fallgeschwindigkeit der Tröpfchen von 0·02 *mm* Durchmesser nur etwa 1 *cm* pro Sekunde beträgt. Solche Tröpfchen erreichen natürlich nie den Boden, sie verdunsten, während sie fallen. Darum sehen wir die Wolken sich oftmals so rasch auflösen, darum sehen wir sie in anderen Fällen in fortwährender Umbildung. Die Wolke ist nie ein fertiges, unveränderliches Gebilde; sie ist vielmehr ein Prozeß, sie ist da, indem fortwährend ein Fallen und Verschwinden, aber auch fortwährend eine Neubildung von Tröpfchen stattfindet. Fehlt letztere, dann löst sie sich rasch auf. Dove hat die Wolken, wie wir sie häufig trotz lebhafter Luftbewegung scheinbar an Berggipfeln wie unveränderliche beständige Gebilde festgeheftet beobachten, sehr anschaulich mit der scheinbar gleichfalls immer gleich bleibenden Schaumstelle in einem Bache verglichen. „Der Stein ist der Berg, der Bach die Luft, der Schaum die Wolke."

Erst in neuester Zeit ist es gelungen, mit einiger Sicherheit den Gehalt von 1 m^3 Wolke an flüssigem Wasser zu ermitteln. Conrad hat in Wolken bei einer Sehweite von 30—40 Schritt denselben zu etwa 3 Gramm bestimmt. Daraus ergibt sich, daß im Kubikmeter einer derartigen Wolke über 700

Fig. 5. Cirruswolke.

Fig. 6. Kumuluswolke.

Fig. 7. Cirro-Kumulus.

Fig. 8. Alto-Stratus.

Millionen Tröpfchen von 0·02 *mm* Durchmesser enthalten sind. Die mittlere Entfernung zweier Tröpfchen beträgt dann etwa 1 *mm*. Das gibt eine ungefähre Vorstellung von der Konstitution einer Wolke.

Auch bei Temperaturen unter Null hat man schon flüssige Tröpfchen beobachtet. Bei Ballonfahrten wurde das Vorkommen unterkühlter Tröpfchen unzweifelhaft festgestellt, aber im allgemeinen bestehen bei tiefen Temperaturen die Wolken aus Eiskristallen.

Von besonderer Wichtigkeit ist das Studium der Wolken und ihrer Bewegungen für die Erforschung der Windverhältnisse höherer Luftschichten. Man hat daher in neuerer Zeit systematische Beobachtungen des Wolkenzuges und Messungen ihrer Höhe angestellt. Zum ersteren Zwecke bedient man sich am besten eines Nephoskopes oder Wolkenspiegels, eines horizontal aufzustellenden Spiegels, welcher in Felder eingeteilt ist. Hat man den Spiegel passend orientiert, ist es leicht zu messen, wieviel Felder ein ins Auge gefaßter Wolkenpunkt in bestimmter Zeit zurücklegt. Man erhält so die Wolkengeschwindigkeit in relativem Maße. Kennt man die Höhe der Wolke, kann man die Geschwindigkeit auch in absolutem Maße erhalten.

Zur Bestimmung der Höhe der Wolken müssen entweder zwei Beobachter, in bekannter Entfernung voneinander, denselben Wolkenpunkt fixieren, oder aber es werden mittels eigener Wolkenphotogrammeter an den Enden einer gegebenen Basislinie gleichzeitige photographische Aufnahmen einer Wolke automatisch vorgenommen. Das Ergebnis dieser Messungen war, daß die aus Eiskristallen bestehenden Cirrus-, Cirrostratus- und Cirro-Kumuluswolken die größte Höhe besitzen. Erstere schweben in Höhen von 7—11 *km*, die Cirrostratuswolken in 6·5—9 *km* und die Cirro-Kumuli in 6·5—7·5 *km*.

Stärker variieren die Alto-Kumuli in der Höhe. Sie kommen zwischen 2·5 und 6·5 *km* Höhe vor; die Strato-Kumuli zwischen 1·8 und 2·3 *km*. Noch niedriger ziehen die Strati; sie sind die niedrigste Wolkenform. Die Kumuluswolken haben ihre Basis meist in etwa 1·5 *km*, bei ihrer oft erstaunlichen Mächtigkeit reichen sie aber vielfach bis über 5 *km* hoch hinauf. Bei Ballonfahrten wurde bei Regen- oder Schneewolken schon eine Dicke von 5000 *m* und mehr konstatiert.

Je höher die Wolkenart, um so größer ist im allgemeinen die Zuggeschwindigkeit.

§ 4. Der Niederschlag.

Als das für die Landwirtschaft wichtigste meteorologische Element wurde die Niederschlagsmenge zuerst von allen gemessen. Schon in den beiden ersten Jahrhunderten unserer Zeitrechnung wurden in Palästina Regenmessungen angestellt, dadurch daß man ermittelte, wieviel Regen in ein ausgesetztes Sammelgefäß von bekannter Oberfläche gefallen war. Gibt man diese Menge in irgendeinem Hohlmaße, etwa in Litern an, so ist es selbstverständlich nötig, auch gleichzeitig die Fläche anzugeben, auf welche diese Wassermenge entfällt. Um diesen Übelstand zu vermeiden, gibt man heute lieber direkt an, wie hoch das Wasser stehen würde, wenn nichts davon versickert oder verdunstet wäre. Entfällt beispielsweise auf 1 m^2 Fläche

eine Regenmenge von 1 Liter (d. i. 0·001 m^3), dann steht offenbar über dieser Fläche das Wasser 0·001 m oder 1 mm hoch. Es ist darum praktisch, direkt die Niederschlagshöhe (bei Schnee in geschmolzenem Zustande) in Millimetern anzugeben.

Zu diesem Zwecke bedient man sich des Ombrometers oder Regenmessers, von dessen Einrichtung das in Fig. 9 abgebildete System eine Vorstellung geben möge. Derselbe besteht aus einem zylindrischen Auffanggefäße A, meist von $^1/_{20}\,m^2$ Querschnitt, das nach unten in eine Röhre R ausläuft. Das in das Auffanggefäß, d. i. auf die Fläche von $^1/_{20}\,m^2$ entfallende Regenwasser fließt nun durch die Röhre in den zweiten Teil des Apparates: das gleichfalls zylindrische, etwa $^3/_4\,m$ hohe Sammelgefäß S, in welches man zur Erleichterung des Herausgießens auch noch eine Kanne K hineinstellen kann. Der Aufsatz A hat nun vorwiegend den Zweck, das gesammelte Wasser von der äußeren Luft abzuschließen und möglichst seine Verdunstung zu verhindern; im Winter nimmt man ihn und ebenso die Kanne K überhaupt weg und verwendet nur den Sammelzylinder S als Schneemesser.

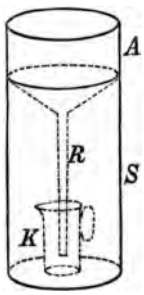


Fig. 9. Regenmesser.

Das gesammelte Regenwasser beziehungsweise den geschmolzenen Schnee gießt man in ein passend graduiertes Meßglas und mißt an dem Teilstriche, bis zu welchem das Wasser reicht, direkt die Millimeterzahl. Bei einer Auffangfläche von 0·05 m^2 liefert ein Niederschlag von 10 mm offenbar $^1/_2$ Liter Wasser. Diese Wassermenge reicht also gerade bis zum Teilstriche 10. Bei anderer Auffangfläche muß selbstverständlich auch das Meßglas ein anderes sein.

Der Regenmesser soll möglichst frei, genügend entfernt von Gebäuden und Bäumen, aber windgeschützt und nicht allzu hoch über dem Erdboden aufgestellt sein. Ist der Regenmesser dem Winde sehr ausgesetzt, dann gibt er zu geringe Angaben; der Regenmesser wirkt für den Wind als Hindernis, es streicht daher die Luft über ihm mit vermehrter Geschwindigkeit hinweg und die Regentropfen werden dadurch zum Teile über ihn weggeweht. Mit Erfolg hat man daher auch eigene Schutzzäune für den Regenmesser oder konische Aufsätze, den sogenannten Nipherschen Schutztrichter, am Ombrometer angebracht.

Man hat den Regenmesser auf die verschiedenste Weise auch selbstregistrierend eingerichtet. Der von Hellmann konstruierte Ombrograph zeichnet sich durch Einfachheit und verläßliches Funktionieren aus. Ein mit einem Schreibstift versehener Schwimmer wird um so höher gehoben, je mehr Wasser in das Sammelgefäß eintritt. Auf einem durch ein Uhrwerk am Schreibstift vorübergeführten Papier wird so die Niederschlagshöhe direkt aufgezeichnet. Erreicht das Wasser im Sammelgefäß eine bestimmte Höhe, entleert es sich automatisch durch einen Heber. Der Schreibstift sinkt und fängt dann wieder von neuem zu schreiben an.

Kein Element zeigt zeitlich und örtlich so große Schwankungen wie der Niederschlag. Die niederschlagsärmsten Gebiete auf der Erde haben eine Jahressumme von nicht einmal 50 mm, in den niederschlagsreichsten

übersteigt die Jahressumme 2000 *mm*, ja sie erreicht an einzelnen Orten wie Cherrapunjie in Bengalen 12.000 *mm*! Als Tagessumme sind 100 *mm* schon abnorm, aber selbst in Mitteleuropa wurden schon über 300 *mm* binnen 24 Stunden gemessen, in Cherrapunjie über 1000 *mm*. Im allgemeinen dauern aber sehr intensive Regen nur kurze Zeit. Kurz dauernde Platzregen weisen daher lokal nicht allzu selten selbst einige Millimeter pro Minute auf. Bei solchen Platzregen erreichen die Tropfen einen Durchmesser von etwa 5 *mm* oder ein Gewicht von 0·065 *g*.

Nach Wiesner ist die äußerste Tropfengröße 0·2 *g*, dies entspricht einem Durchmesser von etwas über 7 *mm*. Im allgemeinen kann man aber als Tropfendurchmesser etwa 2—4 *mm* annehmen. Es zeigt dies immerhin, wie beträchtlich die Größe der Regentropfen an der Erdoberfläche jene der Wolkenpartikelchen übersteigt. Dementsprechend ist auch die Fallgeschwindigkeit der Regentropfen eine schon ganz beträchtliche, man kann sie zu 4—7 *m* pro Sekunde veranschlagen.

Ist der Niederschlag in fester kristallinischer Form, als Schnee, gefallen, dann muß er vor der Messung geschmolzen werden. Ein direktes Abmessen der Höhe der Schneelage an einem Schneepegel ist deshalb ungenau, weil die Dichte des Schnees eine veränderliche ist. Im allgemeinen kann man sagen, daß eine Schneelage von 1 *cm* Höhe geschmolzen etwa 1 *mm* Niederschlagshöhe ergibt.

Außer als Regen (●) und Schnee (✱) kann Niederschlag noch als Graupel (△) oder Hagel (▲) fallen.

Graupel sind runde, meist milchweiße, etwa erbsengroße Eiskörner, die ihrer Struktur nach aus Schneekristallen bestehen, die vermutlich durch unterkühlte Tröpfchen zusammengebacken sind. Von ihnen unterscheidet sich der Hagel dadurch, daß bei ihm klare, feste Eisschichten meist in konzentrischen Hüllen um einen milchigen Kern (Graupelkorn) vorkommen. Diese Eisschichten bestehen aus einzelnen Eiszellen, welche zweifellos aus unterkühlten Tropfen entstanden sind, und enthalten viel Luftbläschen. Das Zusammenfließen solcher unterkühlter Tropfen erklärt aber das Entstehen der Hagelkörner nur zum Teile. Da besonders bei sehr großen Hagelsteinen (man hat solche schon bis zu 1 *kg* Gewicht beobachtet) kristallinische Eisansätze vorkommen, also ursprünglich flüssiges Wasser am Hagelkorn erst gefroren sein muß, kann man kaum daran zweifeln, daß bei einem Hagelfall eine sehr lebhafte aufsteigende Luftströmung vorhanden ist, welche die Hagelkörner in hohe, sehr kalte Regionen emporreißt.

§ 5. Die Temperatur.

Nicht minder alltäglich wie die bisher besprochenen meteorologischen Elemente erscheint der Begriff der Temperatur und doch hat es sehr lange gedauert, bis die Frage klargelegt war: woher kommt es, daß wir draußen im Freien die Empfindung von Kälte oder von Wärme haben? Welcher Faktor oder welche Faktoren bestimmen diese Empfindungen? und wie sind sie zu messen? Dem Laien, auch dem gebildeten, fehlt diese Klarheit meist heute noch.

Wir haben die Empfindungen von warm, kalt, lau usw. zumeist bei Berührung irgendwelcher Körper; aber auch bei einem und demselben Körper können wir unter verschiedenen Umständen verschiedene Wärmeempfindungen haben. Wir schließen daraus, daß je nach der Verschiedenheit der Empfindung, die der Körper in uns wachzurufen vermag, auch der physikalische Zustand — wie wir sagen sein „Wärmezustand" — ein anderer sei. Wie dieser Zustand beschaffen ist, worin die Verschiedenheit besteht, das entzieht sich ja zunächst unserer Kenntnis: dem Dinge außer uns entspricht etwas in uns; der Reihe der Zustände außer uns ist eine Reihe von Zuständen in uns zugeordnet.

Wir können nun diesen „Wärmezustand" eines Körpers nicht in dem Sinne messen, daß wir abzählen können, wie viele Einheiten derselben Art in ihm enthalten sind; eine solche „Wärmezustandseinheit" können wir nicht konstruieren. Wir können die Messung des Wärmezustandes aber auf eine andere Beobachtungstatsache aufbauen.

Wir beobachten, daß mit der Änderung des Wärmezustandes irgendeines Körpers auch eine Änderung anderer Eigenschaften desselben parallel geht, wie z. B. Volumen, elektrischer Leitungswiderstand u. s. f., daß also, wie dem bestimmten Wärmezustand in uns eine gewisse Empfindung zugeordnet ist, ganz ebenso demselben auch noch andere Erscheinungen, wie z. B. die Volumina des betreffenden Körpers zugeordnet werden können. Wie uns nun im allgemeinen eine bestimmte Wärmeempfindung als Merkmal des betreffenden zugeordneten Wärmezustandes dient, so kann uns auch, wenn wir wollen, das Volumen als Merkmal des Wärmezustandes eines Körpers dienen. Galilei war der erste, der um das Jahr 1592 auf diesen Gedanken verfiel und die großen Vorteile dieses Verfahrens klar erkannte. Wir haben damit ein Merkmal des Wärmezustandes, dessen Änderungen wir nun auf Längen reduzieren, also messen können; wir haben weiters ein Merkmal, das nicht wie die Empfindung durch den Zustand des Organes, durch welches wir die Empfindung wahrnehmen, mitbestimmt ist,[1]) und wir haben endlich drittens dabei ein Merkmal, das selbst ganz geringfügige Änderungen schon erkennen läßt.

Damit ist bereits die Möglichkeit gegeben, die quantitativen Verschiedenheiten des Volumens zur Ermittlung der quantitativen Verschiedenheiten des Wärmezustandes zu verwenden. Eine andere Beobachtung kommt uns nun aber noch zu Hilfe und setzt uns in den Stand, geradezu ein Meßinstrument für den Wärmezustand zu konstruieren. Bei wahrnehmbar verschiedenem Wärmezustand zweier Körper geht allemal ein Ausgleich dieser Verschiedenheit vor sich, sobald wir nur die beiden Körper möglichst innig sich berühren lassen; wir sagen, Wärme geht von einem Körper auf den andern über. Mit dieser Änderung des Wärmezustandes erfolgt aber natürlich auch eine Änderung des Volumens.

Wenn bei innigster Berührung eine solche Änderung des Volumens nicht mehr erfolgt, dann sagen wir, die beiden Körper

---

[1]) Wir können beim Volumen alle anderen Faktoren, welche außer dem Wärmezustande dasselbe auch bestimmen, wie z. B. den Druck, leicht ausschließen.

hätten gleiche „Temperatur“, und da wir nun weiter beobachten, daß, wenn ein Körper A in diesem Sinne gleiche Temperatur mit einem Körper B und einem Körper C hat, daß dann auch B und C nicht volumändernd aufeinander einwirken, können wir einen dieser Körper als Vergleichskörper wählen und durch seine Volumangaben die Wärmezustände eines beliebigen Körpers messen. Wir haben so ein Meßinstrument für den Wärmezustand, ein „Thermometer“.

Es ist nun sehr beachtenswert,[1]) was wir bei diesen Festlegungen eigentlich gemacht haben. Wir suchen nach Beziehungen der verschiedenen Wärmezustände, nach Gesetzmäßigkeiten bei ihrer Veränderung; und es wäre gewiß das Nächstliegende, allen diesen Erfahrungen sowie auch allen Definitionen die Wärmeempfindung zugrunde zu legen; das tun wir nun nicht, wir schöpfen vielmehr alle unsere Erfahrungen aus Volumbeobachtungen und gründen alle unsere Definitionen auf das Verhalten der Volumänderungen, die wir beobachten. Nur zur ersten Orientierung ließen wir uns von unserer Wärmeempfindung leiten, dann verließen wir diesen Standpunkt vollkommen, nehmen einen ganz neuen ein, und schaffen uns ein System von Beziehungen, bei denen die Wärmeempfindung gar keine Rolle mehr spielt.

Wärmeempfindung und Temperatur sind wesentlich verschiedene Dinge, die nur lose miteinander zusammenhängen; sie gehen durchaus nicht parallel. Die Wärmeempfindung wird nicht durch die Temperatur des berührten Körpers bestimmt, sie beruht vielmehr auf dem Wärmeübergang.

Wir verspüren nur den größeren oder kleineren Wärmeverlust oder eventuell den Wärmegewinn, den unser Körper erfährt. Holz und Eisen von derselben Temperatur entziehen dem Körper ungleich viel Wärme; Holz und Eisen, bei denen wir dieselbe Wärmeempfindung haben, zeigen in Wirklichkeit verschiedene Temperatur, sie wirken bei Berührung volumverändernd aufeinander ein.

Wenn der Laie vom Wetter sagt, es sei warm oder kalt, so denkt er natürlich stets an die Wärmeempfindung, aber gebraucht vielfach dafür, was unstatthaft ist, den Ausdruck Temperatur. Ja, unbewußt versteht auch er unter dem Ausdrucke „Temperatur“ etwas ganz anderes, denn auch er denkt dabei an die am Thermometer abgelesene Gradzahl. Aber dadurch, daß er dasselbe Wort für verschiedene Begriffe verwendet, gerät er oft genug in Widersprüche. Er spricht von einem „kalten Wind“, wenn auch die Lufttemperatur gar nicht so besonders niedrig ist. Er spricht von einer Temperatur „in der Sonne“ und wundert sich dabei über die verschiedensten Angaben sonst miteinander übereinstimmender Thermometer.

Auch dem Forscher ist es früher nicht anders gegangen. Als De Saussure in den Jahren 1760 bis 1787, um die Temperaturabnahme mit der Höhe zu erforschen, die zahlreichen Versuche einer Montblancbesteigung unternehmen ließ, scheiterten alle diese Unternehmungen daran, daß die Leute so furchtbar unter der Sonnenhitze litten. Hitze inmitten von Eis und Schnee! De Saussure bemerkt, wenn die Berichte nicht so übereinstimmend

[1]) In betreff Klarstellung des so schwierigen Begriffes „Temperatur“ vergleiche man eventuell Mach (Prinzipien der Wärmelehre), dem wir hier gefolgt sind.

gelautet hätten und wenn nicht er selbst bei seinen ersten fruchtlosen Versuchen diese Hitze so empfunden hätte, würde er den Nachrichten nicht geglaubt haben. So groß schien der Widerspruch zwischen der niedrigen Temperatur jener Gegenden und anderseits der Hitze in der Sonne. Diese Versuche waren es, die dazu führten, scharf zu unterscheiden zwischen der Temperatur der Luft und der Wärmeempfindung, die durch verschiedene Faktoren bestimmt ist: erstlich allerdings durch den Wärmeverlust an die kältere uns umgebende Luft, zweitens aber durch die Wärmezufuhr, welche die Sonnenstrahlung uns liefert. Unsere Empfindung sondert diese beiden Erscheinungen nicht. Wir sagen „es ist warm" und beachten nicht, wie kompliziert der Vorgang ist, durch den dieses Gefühl bestimmt wird. Drei Faktoren beeinflussen den Wärmeverlust beziehungsweise die Wärmezufuhr unseres Körpers: 1. die Temperatur der Luft, die wir mit dem Thermometer messen, 2. die Windstärke und endlich 3. eine direkte Wärmezufuhr durch die Sonnenstrahlen beziehungsweise in klaren Nächten ein direkter Wärmeverlust durch Ausstrahlung, die wir als Wärmemenge mit dem Thermometer gar nicht messen können. Das Thermometer mißt nur die Lufttemperatur und es heißt von ihm zu viel verlangen, wenn man erwartet, daß es auch die anderen Faktoren uns angebe.

Was wir unter der wahren Lufttemperatur zu verstehen haben, ist nach den vorausgehenden Erörterungen klar. Es ist die Volumangabe des von uns gewählten Vergleichskörpers (Thermometer), wenn bei innigster Berührung zwischen ihm und der ihn umgebenden Luft kein Wärmeübergang mehr erfolgt[1]) und alle anderen die Volumangabe unseres Thermometers eventuell auch beeinflussenden Faktoren (wie z. B. Druck oder Wärmeübergang von einem anderen Körper) ausgeschlossen sind.

Nach dieser Erörterung des Begriffes „Lufttemperatur" haben wir noch die international vereinbarten Festsetzungen in bezug auf das Thermometer zu besprechen.

Man hat willkürlich zum Gebrauch in der Wissenschaft als thermometrische Substanz, als Körper, durch dessen Volumänderungen wir die Wärmezustände messen wollen, den Wasserstoff gewählt. Ebensogut hätte man auch einen andern Stoff wählen können. Man wählte zweitens willkürlich jenes Volumen, das ein Wasserstoffquantum in schmelzendem Eise annimmt, als Ausgangspunkt der Zählung. Wir sagen, unser Wasserstoffthermometer zeige 0°, wenn es (bei normalem Druck) dieses Volumen hat. Endlich drittens wählte man willkürlich den hundertsten Teil jenes Volumens, um welches sich unser Wasserstoffquantum von der Temperatur des schmelzenden Eises bis zur Temperatur des siedenden Wassers ausdehnt, als Einheit der Volumsänderung. Man nennt diese Einheit einen „Zentesimalgrad" oder, weil Celsius zuerst diese Einteilung des Fundamentalabstandes (des Abstandes zwischen Siedepunkt und Gefrierpunkt) vornahm, einen „Grad Celsius". Diese Teilung setzt man auch unter den Gefrierpunkt fort und bezeichnet zum Unterschiede von den Graden ober Null diese durch einen

[1]) Oder was dasselbe besagt, keine Volumänderung mehr eintritt.

vorgesetzten Strich —, das Minuszeichen, und spricht von so und so viel Graden unter Null oder Minusgraden oder auch Graden Kälte.[1])

In der Praxis wählt man als thermometrische Substanz meist Quecksilber. Wenn wir dies tun, ist aber streng genommen vorausgesetzt, daß ein solches Thermometer nach einem Wasserstoffthermometer geeicht sei oder daß man die entsprechenden Korrekturen anbringe. Da die Korrekturen klein sind, ist dies in der Meteorologie nicht üblich. Man hat hier also in der Praxis tatsächlich Quecksilber als thermometrische Substanz gewählt.

Da Quecksilber bei — 38·5° C fest wird, wendet man zur Messung tiefer Temperaturen meist Alkohol oder Toluol an. Alkohol hat aber den großen Übelstand, daß er bei hoher Temperatur verdunstet und sich bei folgender Abkühlung an dem oberen Ende des Thermometerrohres wieder kondensiert. Von Wichtigkeit ist für die Konstruktion von Thermometern

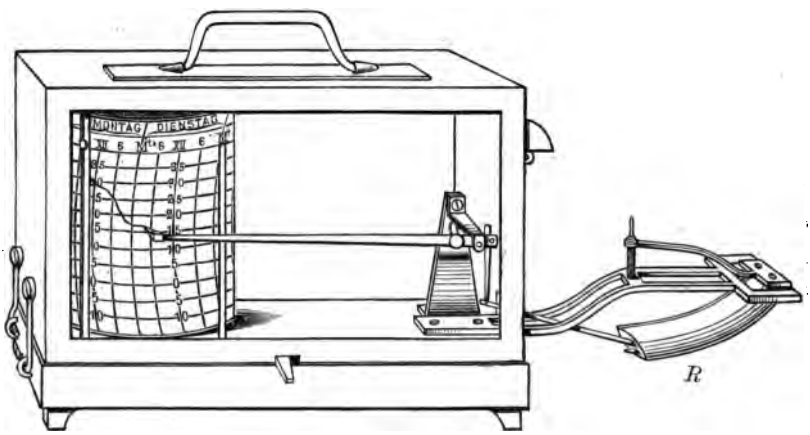


Fig. 10. Thermograph.

die verwendete Glassorte. Jetzt wendet man schon ziemlich allgemein „Jenaer" Glas an, das an einem blauvioletten Streifen auf der Rückseite der Glasröhren kenntlich ist. Andere Glassorten haben den Übelstand, daß die Thermometer im Laufe der Zeit ihren Nullpunkt ändern.

Vielfach sind sogenannte Maximum-Minimumthermometer in Verwendung. Meist sind sie so eingerichtet, daß ein Indexstift durch die thermometrische Substanz bis zur höchsten beziehungsweise bis zur tiefsten Stelle bewegt wird und dort dann liegen bleibt. Wenn man abgelesen hat, kann man den stählernen Indexstift durch einen Magnet wieder einstellen. Alle diese Extremthermometer sind recht unverläßliche Instrumente. Recht gut sind dagegen die selbstregistrierenden Thermometer oder Thermographen. Bei dem vielverbreiteten Richardschen Thermographen (Fig. 10) dient als thermometrische Substanz Alkohol, der in ein halbmondförmiges

[1]) Bei unseren Fensterthermometern ist meist die Réaumursche Skala im Gebrauch, bei ihr ist der Fundamentalabstand in 80 Teile geteilt; es sind also 5° Celsius = 4° Réaumur. In England wird auch zu wissenschaftlichen Zwecken noch die Fahrenheitskala angewandt. Bei ihr ist der Eispunkt nicht mit 0, sondern mit 32° bezeichnet und der Fundamentalabstand ist in 180° geteilt. Es sind also $t°$ Fahrenheit $= \frac{5}{9}(t - 32)°$ Celsius.

Metallgefäß R eingeschlossen ist. Ändert sich die Temperatur, muß die Krümmung des Gefäßes eine andere werden. Durch ein Hebelwerk wird die Änderung übertragen auf den Schreibhebel, der nun mit der Temperatur steigt und fällt und seinen jeweiligen Stand auf einen Papierstreifen einzeichnet, der durch ein Uhrwerk an ihm vorüberbewegt wird.

Anscheinend wird nun die Bestimmung der Lufttemperatur keine Schwierigkeiten mehr machen. In Wahrheit haben wir es mit einem schwierigen, vielbehandelten Probleme zu tun, dessen Lösung erst in neuerer Zeit gelang.

Die Temperatur der Luft ist bestimmt, wenn zwischen Thermometer und der dasselbe umgebenden Luft kein Wärmeübergang erfolgt. Dies ist nun in Wirklichkeit sehr schwer zu realisieren. Ein frei aufgestelltes Thermometer wird zeitweise von der Sonne bestrahlt und wird dann je nach seiner Größe und je nach der Beschaffenheit des Glases mehr oder weniger Wärme durch Strahlung aufnehmen. Ein solches Thermometer erhitzt sich bedeutend über die Temperatur der Luft. Umgekehrt wird ein solches Thermometer eine zu niedrige Temperatur angeben, wenn es nach Regen naß ist und ihm die zur Verdunstung des Wassers erforderliche Wärme nun entzogen wird.

Man hat daher die Thermometer in eigenen Jalousiehäuschen oder in Blechbeschirmungen aufgestellt. Sind letztere selbst vor Strahlungseinflüssen, besonders vor der Sonnenstrahlung geschützt, also an der Nordseite eines Gebäudes angebracht, dann liefern sie auch ziemlich gute Angaben. Wird aber die Beschirmung, was oft nicht zu verhindern ist, von der Sonne getroffen, dann wird sie nun ihrerseits zur schädlichen Wärmequelle. Die Bestimmung der wahren Lufttemperatur läuft also auf das Problem hinaus, das Thermometer in eine Hülle einzuschließen, die selbst schon die wahre Lufttemperatur hat; und dieses Problem ist erst von Assmann mit seinem Aspirationspsychrometer gelöst worden.

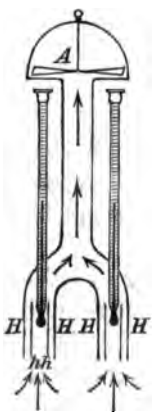


Fig. 11. Aspirationspsychrometer.

Assmann schließt jedes Thermometer in eine zylindrische, doppelwandige, außen und innen hochblank polierte Hülle $HhhH$ (Fig. 11) ein, durch welche mit Hilfe des Aspirators A die Luft, deren Temperatur man messen will, ziemlich rasch hindurch gesaugt wird. Das Thermometer, aber auch ebenso die innere Hülle nimmt nun die Temperatur der Luft, die fortwährend vorübergeführt wird, an und die Erfahrung lehrt, daß selbst mitten in der Sonne die innere Hülle nicht einmal um $\frac{1}{10}°$ über die Lufttemperatur sich erwärmt. Damit fällt jeder schädliche Einfluß der Beschirmung weg und ein solches Instrument mißt nun wirklich die wahre Lufttemperatur. Es zeigt sich, daß dasselbe im Schatten wie in der Sonne dieselbe Temperatur ergibt, die Lufttemperatur ist in beiden Fällen die gleiche; von einer Temperatur „in der Sonne“ zu sprechen, hat daher gar keinen Sinn; nur die Wärmeempfindung ist in der Sonne eine andere. Diesem Assmannschen Aspirationspsychrometer[1]) verdankt man die großen Erfolge

[1]) Das Aspirationspsychrometer besteht aus zwei Thermometern, von denen das zweite zur Feuchtigkeitsbestimmung dient. Hierüber vergleiche man § 8.

der deutschen Ballonfahrten. Die früheren Fahrten hatten, weil es bei ihnen nicht gelungen war, den Einfluß der Sonnenstrahlung bei den Temperaturmessungen fern zu halten, von den Temperaturverhältnissen der höheren Schichten uns ein ganz und gar falsches Bild geliefert.

§ 6. Die strahlende Wärme.

Die vorausgehenden Erörterungen haben gezeigt, daß unsere Wärmeempfindung durch zwei Faktoren bestimmt wird: die Wärmeabgabe an die uns umgebende Luft und außerdem durch eine Wärmezufuhr von der Sonne. Die Klarstellung dieser Begriffe wurde dadurch begünstigt, daß um jene Zeit, als De Saussure durch seine Beobachtungen zur Annahme dieser zwei verschiedenen Faktoren gedrängt wurde, die Bemerkung gemacht wurde, daß es eine Fernewirkung der Wärme gebe. Schon Scheele hat 1777 den Ausdruck „strahlende Wärme" gebraucht, aber erst Pictet hat 1790 scharf unterschieden zwischen dem Wärmeübergang von einem Körper zum andern durch Leitung, wobei die Wärme von Schichte zu Schichte sich fortpflanzt und das eventuell dazwischen liegende Medium mit erwärmt wird, und dem Wärmeübergang durch Strahlung, wobei momentan oder fast momentan ohne Beeinflussung des Mediums eine Fernewirkung der Wärme stattfindet, Wärme vom wärmeren zum kälteren Körper direkt übergeht. Wir können dies bei jedem erhitzten Körper beobachten, am unmittelbarsten bei der Sonnenstrahlung. Sowie die Sonne hinter einer Wolke hervortritt, beobachten wir eine Wärmezufuhr, und diese Wärme durchsetzt die Luft und auch manche andere Körper, ohne dieselben merklich zu erwärmen. Andere Körper wieder besitzen die Eigenschaft fast alle auf sie auffallenden Strahlen festzuhalten, die Wärme zu absorbieren, und als den Körper, der dies am vollkommensten imstande ist, lernen wir den Ruß kennen.

Diese Tatsache setzt uns nun in den Stand, die eingestrahlte Wärmemenge zu messen. Schon De Saussure bediente sich eines mit Ruß geschwärzten Thermometers zu einer relativen Messung der Sonnenstrahlung in verschiedenen Höhen. Eine absolute Messung der Intensität der Sonnenstrahlung versuchte zuerst Pouillet mit seinem Pyrheliometer und vollkommenere, auf demselben Prinzip beruhende Strahlungsmesser oder „Aktinometer"[1]) sind dann in großer Zahl konstruiert worden; aber erst Angström ist durch sein Aktinometer über die großen auftretenden Schwierigkeiten Herr geworden.

Angströms Aktinometer, das in Fig. 12 schematisch dargestellt ist, besteht aus zwei möglichst gleichen, schmalen und nur 0·001—0·002 *mm* dicken Platinstreifen aa und $a'a'$, welche einseitig mit Ruß geschwärzt sind und von denen eigentlich ein jedes ein Aktinometer repräsentiert. Jeweilig wird auch eines derselben (wir wollen annehmen der Streifen aa) der Sonnenstrahlung ausgesetzt, und zwar so gestellt, daß die Strahlen senkrecht auf-

[1]) Auch ein geschwärztes Thermometer in einer luftleer gepumpten Glashülle (Schwarzkugelthermometer im Vakuum) wird vielfach als Aktinometer (von Arago-Davy) bezeichnet. Es ist kein eigentliches Aktinometer, sondern nur ein relatives Instrument.

fallen, während gleichzeitig vom zweiten Plättchen $a'a'$ durch einen vorgeschalteten Schirm die Strahlung abgehalten wird. An jedes der beiden Plättchen ist je eine Thermosäule an der Rückseite angebracht, durch einen Draht d sind beide Thermoelemente verbunden und durch den von den beiden Platinstreifen ausgehenden Draht D, in welchen ein Galvanometer G eingeschaltet ist, ist der ganze Stromkreis geschlossen.

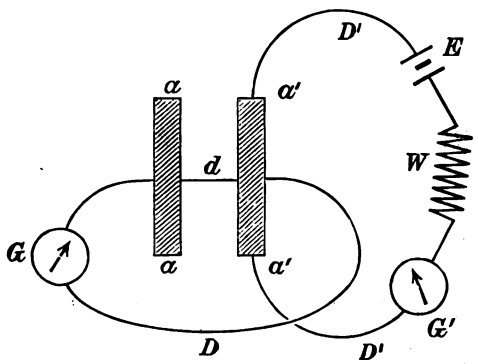


Fig. 12. Angströms Aktinometer.

Wird aa besonnt, so absorbiert es alle Sonnenstrahlen und erwärmt sich mehr und mehr. Sobald es sich über die Temperatur der umgebenden Luft erwärmt hat, wird es aber an diese durch Leitung, Konvektion usw. auch Wärme abgeben, es wird sich also nur soweit über die umgebende Luft erwärmen können, bis der Wärmeverlust an diese so groß geworden ist, wie die Wärmezufuhr durch die Sonnenstrahlen. Würden wir, wenn dieser Gleichgewichtszustand erreicht ist, den Wärmeverlust kennen, dann würden wir durch ihn die durch die Strahlung zugeführte Wärmemenge messen können. Wir kennen denselben nun nicht, aber seine Ermittlung ist nicht allzu schwer.

Das Plättchen aa ist jetzt höher erwärmt als der nicht besonnte Streifen $a'a'$. Es fließt also ein Thermostrom durch den Stromkreis und das Galvanometer G gibt einen Ausschlag. Es ist nun die Einrichtung getroffen, daß wir das Plättchen $a'a'$ künstlich erwärmen können; wir können das jeweilig nicht besonnte Plättchen, also in unserem Falle $a'a'$, in einen zweiten Stromkreis $D'EWG'D'$ einschalten, in welchem sich ein Element E, ein veränderlicher Widerstand W und wieder ein Galvanometer G' befindet. Fließt dieser Strom durch das Plättchen $a'a'$, so wird dasselbe erwärmt, und wenn es um ebensoviel über die Lufttemperatur erwärmt ist, wie das besonnte Plättchen aa, dann wird es, weil es diesem vollkommen gleich ist, auch ebensoviel Wärme an die Luft abgeben wie dieses.

Wenn wir also durch Veränderung des Widerstandes W den Strom so regulieren, daß $a'a'$ sich auf derselben Temperatur hält wie aa (das können wir sehr genau ermitteln, denn dann zeigt das Galvanometer G keinen Thermostrom), dann haben wir durch die Stromwärme dem Plättchen $a'a'$ künstlich ebensoviel Wärme zugeführt, als das Plättchen aa durch die Sonnenstrahlung erhielt. Die Stromwärme ist aber durch die am Galvano-

meter G' abgelesene Stromintensität gegeben, also leicht zu ermitteln. Es genügt, solange den Widerstand W zu ändern, bis G keinen Strom angibt, dann gestattet uns die an G' abgelesene Stromstärke die dem Plättchen aa in der Zeiteinheit durch die Sonnenstrahlung zugeführte Wärmemenge zu ermitteln.

Es hat sich herausgestellt, daß in unseren Gegenden bei hohem Sonnenstand eine Fläche von 1 cm^2 bei senkrechtem Auffallen der Sonnenstrahlen pro Minute etwa 1 Grammkalorie[1]) erhält. Steht die Sonne tief am Horizont, ist die Intensität der Sonnenstrahlung kleiner, sie erreicht aber bald diesen Wert und ändert sich von etwa 30° Sonnenhöhe an nur wenig.

Die Ursache, daß bei niederem Sonnenstand die Intensität der Sonnenstrahlung eine geringere ist, liegt darin, daß dann die Strahlen beim Durchgang durch die Atmosphäre eine gewisse Schwächung erleiden, die dann selbstverständlich um so größer ist, je größer der Weg ist, den sie in der Atmosphäre zurücklegen.

Wir haben bei dieser Schwächung der Strahlen in der Atmosphäre zwei verschiedene Vorgänge zu unterscheiden, einmal wird ein Teil der Strahlung durch „diffuse Reflexion" nach allen Seiten hin zerstreut, dann aber bleibt auch ein Anteil in der Atmosphäre stecken, er wird absorbiert. Aus den Untersuchungen Langleys, welcher die Intensität der Strahlung der verschiedenen Wellenlängen mit seinem Bolometer ermittelte, geht hervor, daß dieser diffusen Reflexion alle Strahlenarten unterliegen, am meisten aber die kurzwelligen Strahlen, die violetten und blauen Strahlen. Diese durch diffuse Reflexion zurückgehaltene Strahlung kommt übrigens zum Teile der Erdoberfläche wieder zugute. Auf ihr beruht ja das sogenannte diffuse Tageslicht, jene Licht- und Wärmemenge, welche uns der helle blaue Himmel zusendet. Blau erscheint er uns nur, weil in dieser diffusen Strahlung, wie wir eben hörten, die kurzwelligen Strahlen bedeutend überwiegen.

Absorbiert werden die kurzwelligen Strahlen fast gar nicht, dagegen werden manche Strahlenarten im unsichtbaren Teil des Spektrums vollkommen absorbiert, und zwar, wie die Versuche, besonders jene von Paschen, lehren, durch Kohlensäure und Wasserdampf.

Es setzen uns diese verschiedenen Untersuchungen in den Stand, anzugeben, auf welchen Betrag man die Schwächung der Strahlung in der Atmosphäre zu veranschlagen hat, wieviel Wärme also 1 cm^2 pro Minute an der Grenze der Atmosphäre bei senkrechter Inzidenz ungefähr erhält. Diese Größe, die sogenannte Solarkonstante, die Intensität der Sonnenstrahlung an der Grenze der Atmosphäre beträgt etwa 3 Grammkalorien oder es erhält hier 1 cm^2 im Durchschnitt im Laufe eines Tages rund 1000 Grammkalorien.

Das, was durch die diffuse Reflexion in der Luft und von der Bewölkung in den Weltraum zurückgeworfen wird, darf man auf etwa 40% veranschlagen. Die übrigen 60% kommen der Erde zugute. Etwa 20% werden von der Atmosphäre absorbiert, die übrigen 40% gelangen bis zur Erdoberfläche.[2])

---

[1]) Wärme, welche 1 g Wasser von 0° auf 1° C erwärmt.

[2]) Die diffuse Tageslichtstrahlung hat hierbei einen überraschend großen Anteil. Man kann sagen, daß sich diese 40% etwa in folgender Weise zusammensetzen: 22%

Wie uns am Tage die Sonne direkt Wärme zuführt, so bemerken wir in klaren Nächten einen direkten Wärmeverlust durch Ausstrahlung. Auch bei Tag ist diese Ausstrahlung vorhanden, tritt aber gegen die Sonneneinstrahlung vollständig zurück.

Maurer hat diese Ausstrahlung zuerst gemessen. Er fand, daß in einer Sommernacht bei 15° C (in Zürich) 1 cm^2 pro Minute 0·13 Grammkalorien durch Ausstrahlung verliert. Würde die Rückstrahlung der Atmosphäre nicht sein, die ja bei der Ausstrahlung als ein gewisser Schutz wirkt, wäre dieselbe viel größer. Nach dem Stefanschen Gesetz würde dieselbe 0·50 Grammkalorien betragen, es gehen also von dieser Strahlung tatsächlich nur 26% durch die Atmosphäre hindurch.

Die Atmosphäre läßt hiernach bei heiterem Himmel von der Sonnenstrahlung, weil sie zu einem großen Teile kurzwellige Strahlen enthält, vielmehr (etwa 60%) zur Erdoberfläche gelangen, als sie von der dunklen Strahlung, welche die Erdoberfläche selbst aussendet, in den Weltraum hindurchläßt. Auf dieser wichtigen Eigenschaft der Atmosphäre, der sogenannten „selektiven Absorption", beruht eine Art Glashauswirkung der Atmosphäre. Ihr verdanken wir die relativ hohe Temperatur an der Erdoberfläche.

§ 7. Der Luftdruck.

Mit den bisher behandelten Elementen: Wind, Bewölkung, Niederschlag, Lufttemperatur und strahlender Wärme erscheinen für den Laien alle jene Faktoren besprochen, welche für den Charakter des Wetters wesentlich sind. Wir kommen nun zur Besprechung eines Elementes, das sich von den vorausgehenden vor allem dadurch auszeichnet, daß es sinnlich überhaupt gar nicht wahrnehmbar ist, dessen Existenz vielmehr nur erschlossen werden kann, das aber nichtsdestoweniger das wichtigste meteorologische Element ist, ohne welches eine wissenschaftliche Behandlung des Wetters überhaupt nicht möglich ist.

Nehmen wir ein beiderseits offenes U-förmiges Glasrohr — wir wollen der Einfachheit halber 1 cm^2 als Querschnitt voraussetzen — und füllen in dasselbe Quecksilber oder irgendeine andere Flüssigkeit, so stellt sich bekanntlich nach dem Gesetz der kommunizierenden Gefäße die Flüssigkeit in beiden Schenkeln gleich hoch. Bringen wir nun, wie in Fig. 13 *a*, unmittelbar über dem Quecksilber einen Stempel an und pressen denselben hinab, so wird im anderen Schenkel das Quecksilber steigen. Wir müssen auf unseren Stempel einen Druck ausüben und dieser Druck ist genau so groß wie das Gewicht der gehobenen Quecksilbersäule. Das Quecksilber unterhalb des Niveaus *nn* verhält sich so wie eine Wage, links lastet die Quecksilbersäule von der Höhe *h*, rechts müssen wir den Stempel durch ein gleich großes Gewicht nach abwärts drücken. Es ist dies eine selbstverständliche Erscheinung.

---

sind direkte Sonnenstrahlung (mit Berücksichtigung der Bewölkung) und 18% kommt auf Rechnung des diffusen Tageslichtes; letzteres ist eben auch bei bewölktem Himmel ziemlich groß.

Nicht minder alltäglich, aber nicht selbstverständlich ist nun der folgende Versuch. Wir bringen im andern Schenkel unmittelbar über dem Quecksilber den Stempel an und heben nun denselben empor (Fig. 13 *b*). Wenn derselbe gut luftdicht schließt, dann folgt das Quecksilber, aber wir müssen nun einen Zug nach aufwärts ausüben und wieder ist dieser Zug so groß als das Gewicht der über das Niveau *nn* gehobenen Quecksilbersäule von der Höhe *h*. Auf diesem Prinzip beruht ja bekanntlich die Saugpumpe, es beruhen darauf viele andere wohlbekannte Versuche, aber die Erklärung der Erscheinung macht einige Schwierigkeit.

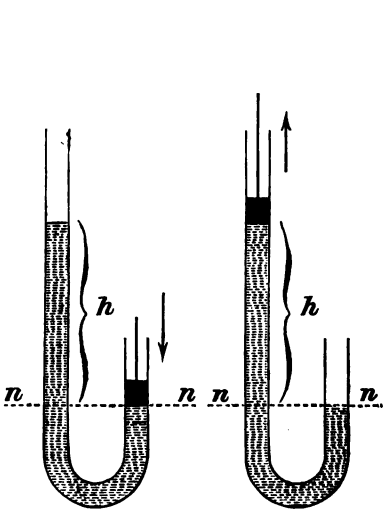


Fig. 13 *a*.

Fig. 13 *b*.

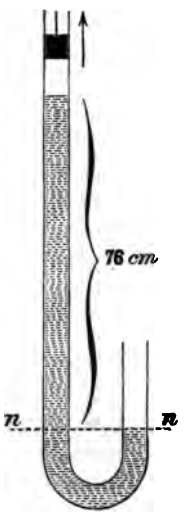


Fig. 13 *c*.

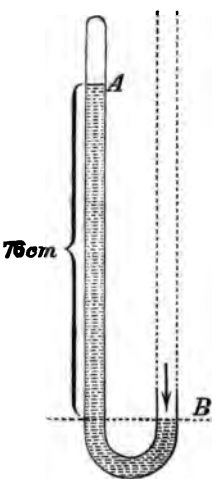


Fig. 14.

Man nahm ehemals an, es gebe überhaupt keinen leeren Raum. Da nun zwischen Stempel und Quecksilber ein solcher entstehen müßte, wenn das Quecksilber nicht nachrücken würde, so, sagte man, gibt es eine eigene Kraft („horror vacui"), mit welcher Quecksilber und Stempel aneinander haften.

Man machte nun eine merkwürdige Beobachtung. In Florenz wurde ein ungewöhnlich tiefer Brunnen gegraben und da stellte es sich heraus, daß trotz richtiger Konstruktion des Brunnens das Wasser durch den Stempel der Saugpumpe nur etwa 10 *m* hoch gehoben werden konnte, aber nicht höher.

Galilei wurde zu Rat gezogen, er vermochte die Erscheinung nicht zu erklären, aber er veranlaßte seinen Schüler Toricelli den Versuch im Laboratorium mit Quecksilber zu wiederholen. Und in der Tat, wenn man das U-förmige Rohr entsprechend lang wählt (Fig. 13 *c*), dann kann man auch bei diesem Versuche das Quecksilber nur bis zu einer Höhe von etwa 76 *cm* heben, dann reißt die Säule ab! 76 cm^3, also ein Gewicht von $76 \times 13{\cdot}6 = 1033\,g$ kann man heben, mehr nicht; die fragliche Kraft hat also eine ganz bestimmte Größe.[1]) So groß ist auch der Zug, welchen man

[1]) Wasser ist 13·6mal leichter als Quecksilber; die Säule vom gleichen Gewicht also 13·6mal länger, das gibt in der Tat etwa 10 *m*.

auf den Stempel ausüben muß, um ihn in seiner Lage zu erhalten. Der Raum zwischen Stempel und Quecksilber ist augenscheinlich leer. Es kann ja nichts hineinkommen und es belehrt uns auch darüber der Umstand, daß der Versuch nie gut gelingen will. Man kann den Stempel nie so gut schließend machen, daß nicht zwischen Stempel und Glaswand Luft einzudringen vermöchte.

Toricelli änderte daher den Versuch ab. Er nahm ein U-förmig gebogenes Rohr, dessen einer Schenkel etwa 1 *m* lang und zugeschmolzen war (Fig. 14). Zunächst wurde in geneigter Lage der geschlossene Schenkel ganz mit Quecksilber angefüllt, das Rohr dann vertikal gestellt und wieder zeigte es sich: Im geschlossenen Schenkel stand das Quecksilber etwa 76 *cm* hoch, der Raum darüber (über *A*) war, wie auf mannigfache Weise gezeigt werden konnte, wirklich leer.

Der „horror vacui" ist eine Kraft von bestimmter Größe! Viviani, ein anderer Schüler Galileis, erklärte aber die Erscheinung ganz anders. Er sagte: nicht bei *A* sitzt die Kraft, die Kraft sitzt bei *B*, am kürzeren, offenen Schenkel. Hier lastet auf unserem Quadratzentimeter Quecksilber die ganze Luftsäule von 1 cm^2 Basis von *B* bis an die Grenze der Atmosphäre. Wir haben nach Viviani denselben Fall wie in Fig. 13*a*, rechts übt das Gewicht der Luftsäule (und Luft ist ja schwer, 1 cm^3 wiegt 1·293 *mg*) einen Druck aus (wie früher der Stempel), links wird davon die Quecksilbersäule gehoben.

Man wandte gegen diese Erklärung ein: das Gewicht der Luftsäule über *B* müßte über 1 *kg* betragen, wie ist das möglich, da doch Luft so wenig schwer ist? Und wie sollte man einen solchen enormen Druck nicht verspüren?

Der letztere Einwand besagt nicht viel, denn im Wasser verspüren wir den Druck desselben auch nicht, obwohl derselbe zweifellos vorhanden ist, weil er gleichförmig von allen Seiten wirkt. Und der erstere Einwand? Wir wissen ja nicht, wo die Grenze der Atmosphäre ist; wer weiß, wie lang diese Luftsäule ist? Dann mag immerhin ihr Gesamtgewicht recht groß sein.

Immerhin war Vivianis Ansicht doch nur eine mögliche Auffassung der Erscheinung, eine Hypothese, Meinung stand gegen Meinung. Ein Beweis für die Richtigkeit der Viviani-Toricellischen Auffassung wurde erst, wie es scheint, angeregt von Descartes, durch Pascal im Jahre 1648, schon 5 Jahre nach dem Toricellischen Versuch, gegeben. Pascal schloß folgendermaßen: hat Toricelli Recht, dann muß, wenn wir den Versuch auf einem Berge in größerer Höhe machen, die gehobene Quecksilbersäule kürzer sein, denn über dem Berg lastet eine um die Höhe des Berges kürzere Luftsäule. Wenn Toricelli Recht hat, muß das Gewicht der Quecksilbersäule um so viel kleiner sein, als das Gewicht der Luftsäule zwischen dem Niveau des Berggipfels und dem Meeresniveau beträgt. Pascal führte den Versuch nicht selbst aus, er betraute damit seinen Schwager Périer, dieser machte zunächst den Versuch in Clermont, dann auf dem Gipfel des Puy-de-Dôme, 1050 *m* über Clermont, und siehe da, oben war die Quecksilbersäule um zirka 10 *cm* kürzer; unten wurden 10 cm^3 Quecksilber, d. i. 136 *g* mehr

gehoben, soviel mußte das Gewicht der 1050 *m* mächtigen Luftsäule von 1 cm^2 Basis zwischen Clermont und dem Niveau des Puy-de-Dômegipfels betragen. Wir können leicht nachrechnen. Eine Luftsäule von 1050 *m* und 1 cm^2 Basis sind 105.000 cm^3; das gibt, da 1000 cm^3, wie wir schon hörten, 1·293 *g* wiegen, wirklich 136 *g*! Damit ist nun in der Tat bewiesen, daß die Ursache des Hebens der Quecksilbersäule im geschlossenen Schenkel das Gewicht der Luftsäule über *B*, daß es der Luftdruck ist.

Schon Toricelli beobachtete, daß, wenn man den Versuch zu verschiedenen Zeiten anstellte, nicht immer dieselbe Höhe sich herausstellte, der Luftdruck war einmal größer, einmal kleiner; und er war sich auch vollkommen darüber klar, daß er bei seinem Versuche ein Instrument erfunden habe, mit Hilfe dessen man den Luftdruck messen kann; jenes Instrument, das wir heute „Barometer" nennen.

Bringen wir neben dem U-förmigen Rohr (Fig. 15*a*) einen Maßstab an, so haben wir das heute noch gebräuchliche Heberbarometer. Wir lesen den Stand der Quecksilberkuppe bei *A* ab, dann jenen bei *B*, die Differenz gibt uns die Länge der Quecksilbersäule, deren Gewicht dem Luftdruck entspricht. Man rechnet nun im allgemeinen nicht erst diesen Druck in Grammen aus (dazu müßte man auch immer eigens noch den Querschnitt des Rohres angeben), sondern man führt direkt die Länge der gehobenen Quecksilbersäule in Millimetern als Maß des Luftdruckes ein. Wir setzen dabei voraus, daß das Quecksilber eine Temperatur von 0° habe. Ist dies nicht der Fall, ist z. B. die Temperatur höher, dann ist aus diesem Grunde allein die Quecksilbersäule etwas länger, man muß also die Ausdehnung der Quecksilbersäule wegen ihrer Temperatur berücksichtigen, d. h. eine Korrektion an die Angabe des Barometers anbringen, dies ist die „Temperaturkorrektion auf 0°". Es ist weiter vorausgesetzt, daß wir die Messung in 45° Breite und am Meeresniveau machen, am Äquator ist 1 cm^3 Quecksilber leichter, am Pol schwerer; ebenso ist er leichter in größerer Seehöhe, in größerer Entfernung vom Erdmittelpunkt. An eine Barometerablesung in beliebiger Breite und Seehöhe ist daher auch noch die „Schwerekorrektion" anzubringen.

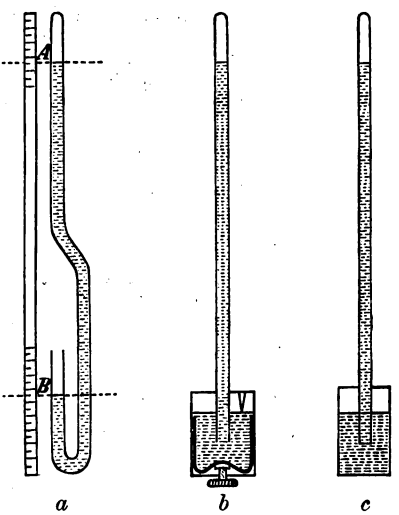


Fig. 15. Barometer.

Dies gilt für alle Quecksilberbarometer. In Fig. 15*b* und 15*c* sind noch das Fortinbarometer und das Kappellersche Stationsbarometer abgebildet. Beim ersteren kann der aus einem Lederbeutel bestehende Boden durch eine Schrauhe gehoben und gesenkt werden, so daß man das Niveau des Quecksilbers im weiteren Gefäße immer genau auf eine Elfenbeinspitze einstellen kann.

Mit dieser fällt der Nullpunkt der Skala zusammen, es gibt also der

am Maßstab abgelesene Stand im Barometerrohr direkt den Luftdruck. Man kommt hier mit einer Ablesung aus Dasselbe ist auch beim Stationsbarometer der Fall. Bei diesem muß das Verhältnis der Querschnitte von Barometerrohr und äußerem Gefäß genau bekannt sein, man kann dann für jeden Stand die sogenannte „Niveaukorrektion“ berechnen und in einer Tafel tabulieren. Diese Korrektion ist dann an jede Ablesung anzubringen.

Beim Quecksilberbarometer wird als Kraft, mit welcher man den Luftdruck vergleicht, die Schwere benutzt. Man kann natürlich auch andere Kräfte verwenden, so z. B. beim „Aneroid“barometer oder „Holosterique“ die Elastizitätskraft. Eine luftleer gepumpte Metalldose wird durch einen größeren Luftdruck mehr zusammengepreßt, sinkt der Luftdruck, kehrt sie

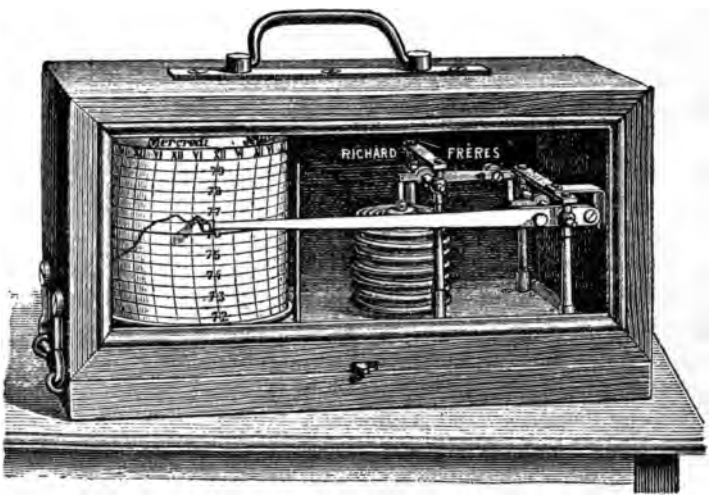


Fig. 16. Richardscher Barograph.

in die alte Lage zurück. Durch eine Übertragung kann diese Bewegung mittels eines Zeigers sichtbar gemacht und der Luftdruck direkt in Millimeter angegeben werden. Bei Aneroidbarometern entfällt natürlich die Schwerekorrektion. Ob sie einer Temperaturkorrektion bedürfen, ist bei jedem Instrument zu untersuchen.

Bei den Richardschen Barographen wird auch ein Aneroidbarometer, ein System luftleer gepumpter Dosen, verwendet. Ein Zeiger schreibt den Barometerstand auf ein in bestimmter Zeit vorüber bewegtes Papier (Fig. 16).

Ebenso kann man die Eigenschaft des Wassers benutzen, daß es bei verschiedenem Luftdruck einen andern Siedepunkt zeigt. Aus der Siedetemperatur eines solchen „Siedethermometers“ kann man, wenn das Thermometer sorgfältig geprüft wurde, den Luftdruck recht genau ermitteln.

§ 8. Der Wasserdampf und die übrigen Bestandteile der Atmosphäre.

Die große Wichtigkeit der Einführung des Begriffes „Luftdruck“ für die Meteorologie werden wir im dritten Abschnitte noch kennen lernen. Weit größer als diese ist aber die allgemeine Bedeutung des Nachweises eines Druckes, welchen die Luft ausübt. Es wurde hierdurch nicht bloß überhaupt eine Aëromechanik erst möglich, es wurde vor allem gezeigt, daß Luft etwas sei, was wir uns wegdenken, ja sogar wegschaffen können, daß wir uns von störenden Einflüssen ihrer Anwesenheit unabhängig machen, sie zu isolieren und zu untersuchen vermögen. Nun erst war es möglich, die Frage anzugehen: was ist Luft? Ist es richtig, daß es nur eine Art Luft gibt und daß alle Verschiedenheiten, die wir bei luftförmigen Körpern wahrnehmen, wie noch Otto von Guericke annahm, auf Verunreinigung des einen Grundelementes Luft durch feste und flüssige Körper zurückzuführen sind?

Erst das Studium des Verdampfungsvorganges, der Rolle, welche die Wasserdünste spielen, brachte Klarheit in diese Frage. Descartes faßte noch den Verdampfungsvorgang als ein mechanisches Aufwirbeln der Wasserteilchen auf, analog dem Aufwirbeln des festen Staubes in der Luft. Erst als man — was ja ziemlich frühzeitig geschah — erkannt hatte, daß der Gehalt der Luft an Wasser in unsichtbarer Form durch ihre Temperatur bestimmt sei, daß feste Gesetzmäßigkeiten bestehen und Luft um so mehr Wasser zu fassen vermag, je wärmer sie ist; daß bei Abkühlung das Wasser sich wieder ausscheide, konnte diese Auffassung nicht mehr bestehen bleiben, an ihre Stelle trat die Auffassung Halleys, daß beim Verdampfungsvorgang das Wasser von der Luft gelöst werde, ganz ebenso wie Salz oder Zucker vom Wasser. Und wie das Wasser bei gegebener Temperatur nur eine bestimmte Salzmenge zu lösen vermag, dann gesättigt ist und bei Abkühlung einen Teil des Salzes ausscheidet, genau ebenso verhält es sich nach Halley bei der Lösung von Wasser in Luft. Le Roy, De Saussure und andere haben diese Auffassung bis in alle Details entwickelt und noch zu Beginn des XIX. Jahrhunderts wurde diese Auffassung in den Schulen Frankreichs als klassisch gelehrt.

Es ist selbstverständlich, daß nach dieser Auffassung die Anwesenheit der Luft, des Lösungsmittels, zum Verdampfungsprozeß unbedingt nötig ist. Eine ganz andere Auffassung entwickelte sich ziemlich gleichzeitig in Schweden und England. Hier hatte im Jahre 1729 Desaguliers ein sehr bemerkenswertes Experiment gemacht.

In einem Gefäße (Fig. 17) war unter Wasser an einem Faden eine Glocke (ganz mit Wasser gefüllt) aufgehängt. Wird das Wasser zum Sieden gebracht, so füllt sich die Glocke mit Gas. Wir können die Glocke soweit herausziehen, daß außen und innen das Niveau des Wassers gleichsteht, und kühlen wir die Glocke nun ab, so steigt das Wasser in ihr und füllt sie schließlich ganz an.

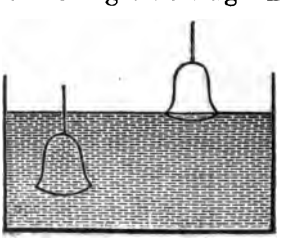


Fig. 17.

Mit diesem Versuche ist eine entscheidende Tatsache festgestellt, neben der die Auffassung des Verdampfungsvorganges als Lösung nicht mehr möglich ist. Ohne Luft ist Wasser als elastisches Fluidum in der Glocke emporgestiegen! Eine neue Auffassung bricht sich Bahn, daß Flüssigkeiten durch Wärme in einen andern Zustand — in einen dritten Aggregatzustand übergehen können.[1]) Es gibt verschiedene luftähnliche Körper!

Der Schwede Scheele weist nun auch (1773—1777) von der Kohlensäure nach, daß sie nicht als verunreinigte Luft, sondern als ein besonderer luftähnlicher Körper aufzufassen sei und auch die unzweifelhaft reine Luft zeigt sich ihm zusammengesetzt aus Sauerstoff und Stickstoff. Es gibt auch verschiedene permanente Gase. Luft erscheint als eine Mischung verschiedener permanenter Gase und des Wasserdampfes.

Wasserdampf kommt in der Luft in sehr wechselndem Betrage vor; vom Unmerklichen bis zu etwa 25 *g* pro Kubikmeter. Die trockene Luft ist dagegen überall und jederzeit sehr gleichförmig zusammengesetzt. Wir haben darin von Stickstoff 78·04 Volumprozente, vom neuentdeckten Argon 0·94, von Sauerstoff 20·99 und Kohlensäure 0·03 Prozente. Von anderen in minimalem Betrage vorhandenen Beimengungen wäre allenfalls noch der Wasserstoff (etwa 0·015 Volumprozente) erwähnenswert; doch ist sein Vorkommen in der Luft als regelmäßiger Bestandteil noch nicht erwiesen.

Jeder dieser Bestandteile der Atmosphäre verhält sich nach den Untersuchungen von Dalton so, als ob er in dem betreffenden Raume allein vorhanden wäre, jeder Bestandteil bildet gewissermaßen eine Atmosphäre für sich. Auch der Wasserdampf ist als ein den anderen Bestandteilen vollkommen koordinierter anzusehen,[2]) aber seine Sonderstellung und die große Rolle, die er in der Atmosphäre spielt, verdankt er allein dem Umstande, daß er als Dampf nur in ganz bestimmter Menge in einem gegebenen Volumen vorzukommen vermag.

Wo immer eine Wasserfläche vorhanden ist, findet der Prozeß der Verdampfung statt. Ein über der Wasserfläche befindlicher Raum nimmt Wasser in Dampfform auf, aber über eine gewisse Menge Dampf vermag bei gegebener Temperatur der Raum nicht aufzunehmen. Herrscht beispielsweise eine Temperatur von 30° C, so kann 1 m^3 nur 30·08 *g* aufnehmen und in dem ursprünglich leeren Raume herrscht nun ein Dampfdruck von 31·51 *mm*. Bei 15° C ist die Menge des Dampfes nur 12·74 *g*, bei 0° gar nur 4·87 *g* und die entsprechenden Dampfdrucke sind 12·67 und 4·57 *mm*. War der Raum ursprünglich nicht leer, sondern bereits mit Luft oder anderen Gasen erfüllt, so ändert dies nichts. Der Raum von 1 m^3 vermag doch wieder bei gegebener Temperatur die bestimmte Dampfmenge zu fassen und der Gesamtdruck der Gase erhöht sich um den angegebenen Betrag des Dampfdruckes. Ein Unterschied besteht nur darin, daß der Verdampfungs-

[1]) Diese Auffassung wird in Schweden besonders durch Frigelius und Wallerius (1738), in England durch De Luc (1783) vertreten.

[2]) Es ist daher ganz unrichtig, wenn, wie dies selbst noch in neuerer Zeit geschah, behauptet wird, man müsse, um den wahren Luftdruck zu bekommen, den Dampfdruck abziehen. Mit demselben Rechte könnte man auch den Partialdruck der Kohlensäure oder einer andern Gasart abziehen.

prozeß in einen leeren Raum hinein sehr rasch, in einen bereits mit anderen Gasen erfüllten Raum viel langsamer erfolgt; der endlich erreichte Gleichgewichtszustand ist in beiden Fällen derselbe. Ist derselbe erreicht, dann sagen wir, der Raum über der Wasserfläche sei „gesättigt".

In der Atmosphäre treffen wir diesen Zustand der Sättigung nur relativ selten an. Gewöhnlich enthält 1 m^3 Luft weniger Dampf als er bei der gegebenen Temperatur fassen könnte, der Dampfdruck ist dementsprechend auch kleiner als jener bei Sättigung. Wir nennen nun den Betrag des Dampfes, den ein Raum von 1 m^3 enthält, seine „absolute Feuchtigkeit" und messen dieselbe entweder durch die Dampfmenge im Kubikmeter in Grammen oder aber durch den Dampfdruck. Das Verhältnis des jeweilig beobachteten Dampfgehaltes zum möglichen (bei derselben Temperatur) oder, was auf dasselbe hinausläuft, das Verhältnis des beobachteten Dampfdruckes zum Dampfdruck der Sättigung bei derselben Temperatur nennt man die „relative Feuchtigkeit" und gibt dieselbe in Prozenten an.[1])

Es ist nun aber beachtenswert, daß der Begriff der Sättigung zunächst ein relativer ist. Über einer Salzlösung vermag 1 m^3 bei derselben Temperatur weniger Dampf aufzunehmen als über reinem Wasser und gleichfalls über Eis von 0° weniger als über Wasser von 0°; dagegen über gekrümmten Wasserflächen wieder viel mehr. Der letztere Fall ist in der Meteorologie von Wichtigkeit, denn in der freien Atmosphäre haben wir nur Wasser in Form kleiner Tröpfchen mit stark gekrümmter Oberfläche.

Man ist aus diesem Grunde gezwungen, ein- für allemal zu definieren, was unter „Sättigung" verstanden werden soll; und da nennt man nun dann einen Raum gesättigt, wenn er über einer ebenen reinen Wasseroberfläche keinen Dampf mehr aufzunehmen vermag. In der freien Atmosphäre ist somit „Übersättigung" möglich, und zwar wird in der Atmosphäre die Übersättigung um so größer sein können, je kleiner die Tröpfchen, also je stärker gekrümmt sie sind. Haben wir kleine und größere Tröpfchen nebeneinander, so wird für die ersteren die umgebende Luft vielleicht noch nicht gesättigt sein, für die letzteren kann sie bereits übersättigt sein. Die kleineren Tröpfchen werden dann verdampfen, auf den größeren wird sich umgekehrt Dampf niederschlagen; sie werden noch größer werden — auf Kosten der kleineren.[2])

---

[1]) Man gebraucht neben absoluter und relativer Feuchtigkeit noch den Ausdruck „Sättigungsdefizit", d. i. die Dampfmenge, die bei gegebener Temperatur in einen Kubikmeter noch hineingeht; oder „spezifische Feuchtigkeit", die Dampfmenge in einem Kilogramm feuchter Luft; oder „Mischungsverhältnis", die Dampfmenge, welche einem Kilogramm trockener Luft beigemengt ist. Alle diese Größen sind auf absolute und relative Feuchtigkeit zurückzuführen; ein prinzipiell neuer Begriff wird durch dieselben nicht eingeführt.

[2]) Auf diesen Vorgang hat man auch früher die Bildung der größeren Regentropfen aus kleinen Nebeltröpfchen zurückgeführt. Diese Auffassung ist aber, wie Defant nachwies, nicht aufrecht zu halten. Das Anwachsen der Regentropfen beruht auf einem anderen viel rascher verlaufenden Prozeß: auf dem Zusammenfließen.

Daß dem wirklich so ist, geht daraus hervor, daß bei einem und demselben Regen besonders häufig gewisse Größenklassen von Tropfen vorkommen und, was besonders interessant ist, daß die Gewichte dieser am häufigsten vorkommenden Tropfen zueinander im Verhältnisse 1 : 2 : 3 : 4 : 6 : 8 : 12 usw. stehen. Die größeren entstehen durch Zusammenfließen aus den kleineren, und zwar fließen mit Vorliebe Tropfen derselben Größe (wegen

Wird gesättigte Luft abgekühlt, dann vermag sie bei der neuen, niedrigeren Temperatur die ursprüngliche Dampfmenge nicht mehr zu fassen, ein Teil scheidet sich aus in flüssiger Form, es tritt Kondensation ein, wenn nur eine Fläche da ist, an welcher diese Ausscheidung des flüssigen Wassers vor sich gehen kann. Fehlt diese, so kann zunächst bis zu einem gewissen Grade Übersättigung eintreten und es würde, wie Versuche gelehrt haben, bei völlig staubfreier Luft in der freien Atmosphäre diese Übersättigung sogar ziemlich weitgehen können. Sind Staubteilchen in der Luft vorhanden, dienen diese als Kondensationskerne und hierin liegt die große Bedeutung, welche der Staub in der Atmosphäre besitzt. Wie Aitkens Messungen gelehrt haben, sind winzige Staubteilchen stets in der Atmosphäre vorhanden, selbst auf hohen Bergen und am Meere einige Hundert im Kubikzentimeter!

Zur Messung des Dampfgehaltes der Luft bedient man sich verschiedener Methoden. Man kann entweder eine bestimmte Luftmenge an Substanzen vorüberstreichen lassen, die alle Feuchtigkeit aufnehmen, und dann mit der Wage die absorbierte Dampfmenge bestimmen; oder man verwendet das Kondensationshygrometer und ermittelt, bei welcher Temperatur auf einer blank polierten Fläche, deren Temperatur man durch künstliches Verdampfen von Äther herabsetzt, die ersten Spuren einer Kondensation stattfinden. Bei dieser Temperatur, dem sogenannten „Taupunkt", ist die umgebende Luft gesättigt. Man braucht somit nur für diese Temperatur den Dampfgehalt bei Sättigung einer Tabelle zu entnehmen. Endlich drittens kann man sich auch des Psychrometers bedienen, bei welchem zwei Thermometer verwendet werden, von denen das eine als gewöhnliches Thermometer zur Bestimmung der Lufttemperatur dient, während die Oberfläche des andern (vgl. Fig. 18) immer feucht erhalten wird, so daß an ihr stets Verdunstung stattfindet. Dies wird am besten dadurch erreicht, daß man die Thermometerkugel mit einem Stück feinen Organtins umwickelt, den man entweder vor jeder Beobachtung naß macht oder an den man einen Docht anbringt, welcher in ein Gefäß mit Wasser taucht.

Ist die Luft relativ trocken, wird vom befeuchteten Thermometer Wasser verdunsten; es wird hierzu Wärme verbraucht werden und das befeuchtete Thermometer wird daher eine niedrigere Temperatur angeben als das trockene. Je größer die Trockenheit, um so mehr wird verdampfen, um so größer die psychrometrische Differenz, bei Sättigung der Luft wird nichts verdampfen, dann stehen beide Thermometer gleich. Um jede lästige Rechnung zu ersparen, hat man eigene Psychrometertafeln berechnet, aus welchen man für jede Psychrometerdifferenz direkt die absolute und auch die relative Feuchtigkeit entnehmen kann.

Psychrometer sind die zur Bestimmung der Feuchtigkeit meistens benutzten Instrumente. Im Winter, wenn das befeuchtete Thermometer mit einer Eiskruste überzogen ist, versagen sie meist. Allmählich scheinen die Psychrometer durch das Haarhygrometer verdrängt zu werden, das allerdings

---

der gleichen Oberflächenspannung) zusammen; sehr ungleich große Tropfen vereinigen sich nur schwer, der kleinere prallt vom größeren ab.

unmittelbar nur die relative Feuchtigkeit angibt. Diese Instrumente beruhen auf der Eigenschaft der entfetteten Haare, sich bei größerer Feuchtigkeit zu längen, bei Trockenheit sich zusammenzuziehen. Fixiert man das eine Ende eines Haares (z. B. beim Koppeschen Haarhygrometer, das in Fig. 19 abgebildet ist), oder eines Haarbüschels (beim Lambrechtschen Hygrometer) und verbindet das andere Ende mit einem Zeiger, kann man direkt an einer entsprechend geteilten Skala, über welche der Zeiger spielt, die relative Feuchtigkeit in Prozenten ablesen. Eine kleine Tafel gestattet, sofort für die gegebene Temperatur die absolute Feuchtigkeit zu entnehmen.

Man kann solche Apparate auch selbstschreibend einrichten. Der Zeiger, welcher die Längenänderungen des Haarbüschels angibt, trägt eine Schreibfeder und notiert seinen jeweiligen Stand auf einem im Laufe der Zeit vorübergleitenden Papierstreifen.

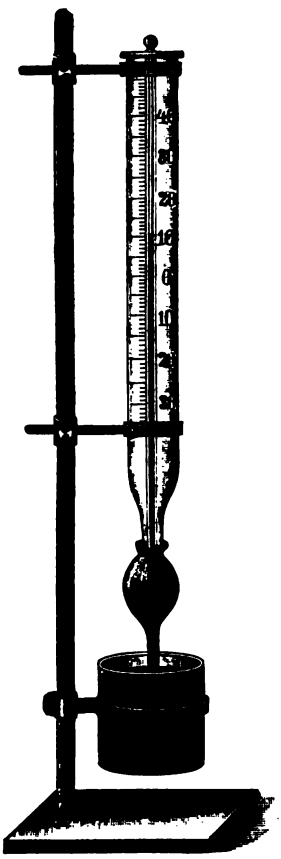


Fig. 18. Befeuchtetes Thermometer.

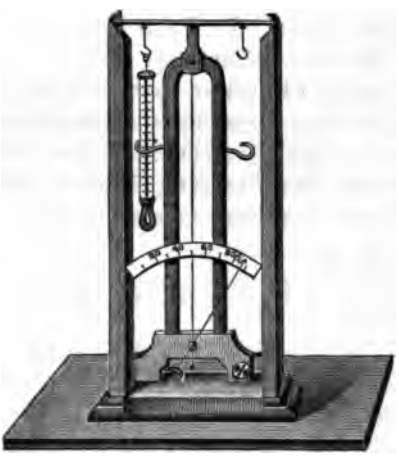


Fig. 19. Koppes Haarhygrometer.

Zum Schlusse dieses Kapitels über die Bestandteile der Atmosphäre soll noch ein angenäherter Wert für die Masse der gesamten Atmosphäre angegeben werden. Man darf dieselbe auf etwa 5270 Billionen Tonnen veranschlagen. In früheren Erdperioden war sie gewiß größer. Große Wasserdampfmengen, welche jetzt kondensiert sind, und bedeutende Massen von Kohlensäure, die jetzt in der Erdrinde aufgespeichert sind, gehörten ehemals der Atmosphäre an. Man darf überhaupt die Masse der Atmosphäre nicht als etwas absolut Fixes und Unveränderliches ansehen.

Mit Wind, Bewölkung, Niederschlag, Lufttemperatur, strahlender Wärme, Luftdruck und Feuchtigkeit sind alle jene Faktoren erledigt, welche den Charakter von Wetter und Klima bestimmen. Andere Erscheinungen, welche

sich zwar auch in der Atmosphäre abspielen, aber weder für das Bild des Wetters wesentlich sind noch auch in dem großen physikalischen Zusammenhang der atmosphärischen Vorgänge eine Rolle spielen, brauchen hier nur kurz berührt zu werden.

Hierher gehören die Lichterscheinungen der Atmosphäre, wie Ringe und Höfe um Sonne und Mond und der Regenbogen. Es sind sekundäre Erscheinungen der Atmosphäre, welche dem Durchgange der Lichtstrahlen durch die Kondensationsprodukte der Atmosphäre ihre Entstehung verdanken. Die Höfe[1]) entstehen durch Beugung der Strahlen an den kleinen Tröpfchen, die Ringe,[2]) welche nur bei Cirrusgewölk vorkommen, durch Brechung der Strahlen in den Eiskristallen. Eine recht komplizierte Erscheinung ist der Regenbogen, er beruht auf Brechung und Reflexion der Strahlen in Tropfen, aber auch die Beugung ist für die Farbenfolge von großer Bedeutung.

Weiters gehören hierher die elektrischen Erscheinungen der Atmosphäre. In bezug auf diese möge nun bemerkt werden, daß die normale Schönwetterelektrizität mit den übrigen Erscheinungen der Atmosphäre nur in sehr losem Zusammenhang steht, in einem innigeren mit dem Phänomen des Erdmagnetismus.[3]) Den Störungen des normalen elektrischen Zustandes der Atmosphäre, die ihren Höhepunkt im Gewitter erreichen, scheint dagegen eine größere Bedeutung zuzukommen. In der Tat hielt man ehemals die Elektrizität für etwas dem Gewitter Wesentliches; heute kann kein Zweifel mehr darüber bestehen, daß die Elektrizitätsentwicklung beim Gewitter lediglich eine Begleiterscheinung der heftigen und plötzlichen Kondensation ist, daß diese das Ursprüngliche und Wesentliche, die Bildung der Elektrizität nur eine Folgeerscheinung derselben ist.

§ 9. Die meteorologischen Beobachtungsnetze.

Da wir die Zustände in der Atmosphäre nicht künstlich hervorrufen können, sind wir darauf angewiesen, abzuwarten, ob und unter welchen Umständen sich die betreffenden Erscheinungen je nach Örtlichkeit oder Zeit verschieden abspielen. Wir sind auf systematische Beobachtungen angewiesen und wir überzeugen uns bald, daß die Erforschung der Atmosphäre nicht von einem einzelnen Punkte aus möglich ist. Sehr bald finden wir, daß die Kenntnis der Verhältnisse in der Umgebung zum Verständnis jener bei uns notwendig ist, daß überhaupt die Veränderungen an irgend einem Orte in erster Linie auf Gegensätze in horizontaler Richtung zurückzuführen sind. Wir brauchen Beobachtungen an vielen Orten der Erde, wir brauchen Beobachtungsstationen, an welchen systematisch die meteorologischen Elemente verfolgt und gemessen werden.

---

[1]) Ein bläulichweißes rotumsäumtes Feld um Sonne und Mond. An das Rot schließt sich bisweilen noch eine Farbenfolge blau, grün, gelb, rot an.

[2]) Farbige Kreise von 22°, 45° oder 90° Halbmesser. Die Farbenfolge ist innen rot, dann gelb, grün, blau, also umgekehrt wie bei den Höfen.

[3]) Es möge deshalb auch hier auf das Kapitel „Erdmagnetismus". Geographisches Handbuch, Bd. X, verwiesen werden.

Schon bald nach Erfindung des Barometers beginnt man denn auch (seit 1649) mit gleichzeitigen Beobachtungen in Clermont (Périer), Paris und Stockholm (Descartes); und mit 1654 wurde durch Großherzog Ferdinand II. von Toskana das erste meteorologische Beobachtungsnetz begründet mit regelmäßigen Beobachtungen fast aller meteorologischen Elemente. Mit dem Tode Ferdinand II. hörte dieses Netz auf und nur einige wenige Beobachtungsjournale sind uns erhalten geblieben.

Nur vereinzelt wurde hie und da weiter beobachtet, erst mit 1781 beginnen wieder gleichzeitige Beobachtungen nach gemeinsamem Plane an gegen 40 über ganz Europa verteilten Stationen (auch 2 Stationen in Nordamerika) in dem vom Kurfürsten Karl Theodor von der Pfalz begründeten Netz. Bis zum Jahre 1795 wurde in diesem meteorologischen Netze beobachtet, dessen Daten in den sogenannten „Mannheimer Ephemeriden" niedergelegt wurden und lange das einzige Beobachtungsmaterial für den Meteorologen bildeten.

Die Belagerung Mannheims machte der „societas meteorologica palatina" ein Ende und wieder folgt nun eine Zeit nur vereinzelter, von einander unabhängiger Beobachtungsreihen. Erst in der zweiten Hälfte des XIX. Jahrhunderts beginnen die staatlichen Netze, deren Beobachtungen an einer Zentralstelle einlaufen, welche gleichzeitig als Musterstation zu fungieren hat und die übrigen Stationen mit einheitlichen geprüften Instrumenten, aber auch mit einer entsprechenden Anleitung zur Aufstellung und Beobachtung derselben versieht.

Fast alle Staaten, nicht bloß Europas, haben jetzt solche meteorologische Zentralanstalten, welche das Beobachtungsmaterial sammeln und in ihren Jahrbüchern publizieren, neben ihrer wissenschaftlichen Aufgabe aber auch rein praktischen Zwecken zu dienen haben. Es obliegt ihnen die Beantwortung zahlreicher Anfragen von Gerichten und Privaten über das Wetter, das an irgendeinem Orte zu einer bestimmten Zeit geherrscht hat, aber in neuerer Zeit auch der Wetterprognosendienst.

Die Beobachter an den Stationen sind vielfach freiwillige. Sie stellen sich meistens aus Interesse für die Sache den Zentralanstalten zur Verfügung und gerade solchen Beobachtern verdankt man oft die längsten und verläßlichsten Beobachtungsreihen. Sie unterziehen sich der Aufgabe, dreimal täglich, meist um 7 Uhr früh, 2 Uhr nachmittags und 9 Uhr abends, Tag für Tag alle meteorologischen Elemente abzulesen und zu notieren. Lücken in den Beobachtungen beeinträchtigen ihren Wert ganz außerordentlich.

Nur wenige Stationen sind, als Observatorien erster Ordnung, mit selbstschreibenden Apparaten ausgerüstet, die meisten Stationen machen nur Aufzeichnungen über Temperatur, Feuchtigkeit, Bewölkung, Niederschlag und Wind. Leider ist es wenig üblich, auch ausführlichere Beschreibungen des Wettercharakters in einem eigenen „Wetterbuche" zu geben. Für Untersuchungen des Zusammenhanges zwischen Luftdruckverteilung und Wetter, wovon ja später ausführlich zu sprechen sein wird, wären solche Beschreibungen dessen, was man nicht durch Terminbeobachtungen und Ziffern zur Darstellung bringen kann, von hohem Werte. Auch die ehemals üblichen,

für die klimatischen Forschungen so wertvollen pflanzenphänologischen Beobachtungen sind fast ganz in Vergessenheit geraten.[1])

Neben den eigentlichen meteorologischen Stationen hat man meist für rein praktische Zwecke auch dichte Regenstationsnetze und eigene Gewitterbeobachtungsnetze begründet. Keine Wissenschaft ist eben so sehr auf die Mithilfe des großen Publikums angewiesen, wie die Meteorologie.

Es liegt auf der Hand, daß der Wert der Beobachtungen bedeutend steigen muß, wenn dieselben nicht bloß im eigenen Netze einheitlich angestellt werden, sondern wenn auch eine internationale Vereinbarung über die Anstellung der Beobachtungen, über die zu verwendenden Instrumente, über die Termine, die Veröffentlichung der Beobachtungen usw. getroffen wird. Schon 1863 regte Dove eine solche an und 1873 trat der erste Meteorologenkongreß in Wien zusammen. Später wurden dieselben oft wiederholt und auch heute noch treten zeitweise die Direktoren der einzelnen meteorologischen Institute zur Vereinbarung gemeinsamer Angelegenheiten zusammen.

Wollen wir die Erscheinungen der Atmosphäre und ihre Veränderungen vollkommen verstehen und erklären, dann genügen aber augenscheinlich nicht Beobachtungen an der Erdoberfläche, man muß vielmehr die ganze Atmosphäre durchforschen. Ein Mittel hierzu liefern die Beobachtungen auf Gipfelobservatorien, im Luftballon und mit Hilfe von Drachen.

Unter den Gipfelobservatorien mögen genannt werden als ältestes jenes auf dem Puy-de-Dôme bei Clermont (1463 *m*), dann Säntis (2500 *m*), Sonnblick (3100 *m*), Obir (2140 *m*), Vallots Observatorium am Montblanc in 4365 *m* Höhe, Zugspitze (2960 *m*), Brocken (1140 *m*), Ben Nevis in Schottland (1443 *m*) und Bjelašnica bei Sarajewo (2067 *m*). Noch mögen erwähnt werden in Amerika Pikes Peak (4300 *m*) und in Japan Ontake (3055 *m*). Nur ständig bewohnte Gipfelobservatorien haben wirklichen Wert.

Die ersten systematischen Ballonfahrten zu wissenschaftlichen Zwecken hat 1862—1864 Glaisher in England angestellt. Leider hatte derselbe eine so ungünstige Thermometeraufstellung, daß seine Temperaturangaben durchschnittlich um fast 15° zu hoch waren. Man verdankt deshalb die ersten brauchbaren Beobachtungen aus den höheren Schichten der freien Atmosphäre den deutschen Ballonfahrten, deren glänzende Resultate, wie schon erwähnt, nur auf die Anwendung des Assmannschen Aspirationspsychrometers zurückzuführen sind. Die größte mit einem bemannten Ballon dabei erreichte Höhe war 10.500 *m*.

Mit großem Erfolge hat man, insbesondere in Frankreich, auch selbstregistrierende Apparate mit unbemannten Ballons emporgesandt. Teisserenc de Bort hat von seinem Privatobservatorium Trappes aus etwa 600 derartige Registrierballons mit Erfolg bis zu Höhen von beinahe 20.000 *m* hoch gelassen.

Auch Ballonfahrten werden zeitweise nach internationaler Vereinbarung gleichzeitig von verschiedenen Orten Europas aus unternommen. Paris,

[1]) Oft gehen langjährige, von Privaten sorgsam angestellte Beobachtungen verloren. Würde man sie einer Zentralanstalt zur Verfügung stellen, würden sie großen Wert besitzen.

Straßburg, Berlin und Wien haben sich regelmäßig, andere Institute nur zeitweise an solchen Simultanballonfahrten beteiligt.

In Amerika hat man (besonders Rotch vom Blue Hill-Observatory aus) sich meist des Drachens bedient. Durch ein System hintereinander gespannter Drachen hat man selbstregistrierende Apparate beinahe 5000 *m* hoch gehoben.

§ 10. Bearbeitung des Beobachtungsmateriales.

Bald nachdem man regelmäßige Aufzeichnungen gemacht hatte, beobachtete man gewisse Ähnlichkeiten im Verlauf, aber doch auch wieder fortwährend Abweichungen, die augenscheinlich mehr zufälliger Natur sein dürften. Es ist nun unsere erste Aufgabe, in dem Wuste von Zahlen, die man erhält, das Gemeinsame, das Regelmäßige, das Gleichartige von den Einzelheiten und Zufälligkeiten zu trennen.

So beobachtet man beispielsweise bei der Temperatur nicht immer zur selben Zeit, aber doch ungefähr um dieselbe Zeit den tiefsten Stand; dann einen Anstieg nicht ganz gleichmäßig, hie und da durch einen Rückgang unterbrochen bis zum höchsten Stand bald nach der Mittagszeit. Auch dies Maximum tritt nicht immer zur selben Stunde ein, aber ungefähr um dieselbe Zeit; und dann fällt die Temperatur wieder mehr oder weniger regelmäßig vom Nachmittag während der ganzen Nacht. Fast Tag für Tag beobachten wir diesen Gang, nur selten ist derselbe ganz gestört.

Eine regelmäßige Erscheinung ist durch Zufälligkeiten hie und da gestört! Es liegt nahe aus einer längeren Reihe von Tagen die gleichen Stunden zu einem Mittelwerte zusammenzufassen und so die regelmäßige Erscheinung von den unregelmäßigen Störungen zu befreien. So erhält man den „mittleren täglichen Gang". Und ganz analog werden wir bei allen Elementen verfahren, bei denen wir eine periodische Änderung im Laufe von 24 Stunden vermuten.

Aber auch der allgemeine Charakter des Tages wird vielfach für uns von Wichtigkeit sein. Wir bilden dann einen Mittelwert, das „Tagesmittel", z. B. der Temperatur. Wir sollten dasselbe eigentlich aus kontinuierlichen Aufzeichnungen oder doch wenigstens aus stündlichen Beobachtungen ableiten, bei passender Wahl der Termine kommen wir aber mit nur drei Beobachtungen im Tage recht gut aus. Als solche Termine haben sich besonders 7, 2 und 9^h, dann auch 6, 2, 10^h, auch 7, 1, 9^h bewährt. Das Mittel aus diesen Terminbeobachtungen liefert bei der Temperatur das Tagesmittel durchschnittlich auf etwa 0·2° genau.

Man kann so auch durch ein „Monatsmittel", durch ein „Jahresmittel" den allgemeinen Charakter des betreffenden Monates oder Jahres erhalten. Durch die Monatsmittel stellen wir wieder den „jährlichen Gang" dar und durch ein langjähriges Mittel kann man wieder einen Wert erhalten, der die durchschnittlichen Verhältnisse einer Örtlichkeit charakterisiert. Wir stoßen aber hierbei auf eine große Schwierigkeit. Wieviel Jahre müssen wir zusammenfassen, um verläßliche Durchschnittswerte zu erhalten, um Werte zu erhalten, die wir untereinander vergleichen können?

Die 75 Jahre 1776—1850 liefern für Wien ein Maimittel der Temperatur von 15·6° C, die 50 Jahre von 1851—1900 nur 14·7° C, beinahe um 1° weniger! Und analoge Verschiedenheiten zeigt der Mai von Prag oder von Kremsmünster. Wenn wir selbst 50jährige Beobachtungen aus einer früheren, zufällig wärmeren oder kälteren Epoche von einem Orte besitzen, wie sollen wir die Temperatur dieses Ortes mit jener eines andern Ortes vergleichen, wenn hier die Beobachtungen zu einer andern, kälteren oder wärmeren Epoche angestellt wurden? Wir sehen, nicht einmal 50 Jahre genügen, und von wie wenigen Stationen liegen so langjährige Reihen vor! Meist sind es kürzere Reihen aus den verschiedensten Zeitabschnitten.

In der Tat stünde es auch schlimm um die Vergleichung der durchschnittlichen Verhältnisse verschiedener Orte, wenn nicht Lamont bemerkt hätte, daß bei der Temperatur (und ähnlich verhalten sich die anderen Elemente) Anomalien auf großen Gebieten gleichzeitig auftreten. Die Differenzen zwischen zwei selbst ziemlich entfernt gelegenen Orten bleiben Jahr für Jahr beinahe dieselben. Lamont und nach ihm Dove und Hann gründeten hierauf die Methode der „Reduktion auf eine Normalperiode".

Angenommen, von einer Station A lägen 50jährige Beobachtungen vor, an der Station B soll in diesem Zeitraum nur durch beispielsweise 12 Jahre beobachtet worden sein. Wir wollen das Temperaturmittel der Station A aus den 50 Jahren T_{50} nennen, jenes aus den 12 Jahren, während welcher gleichzeitig auch B beobachtet hat, T_{12}. Das Mittel aus diesen 12 Jahren in B soll T'_{12} heißen. Dann ist es nach Lamont ein Erfahrungssatz, daß die Differenz $T_{12} - T'_{12}$ unabhängig davon ist, welche Jahre wir gerade wählen. Wäre in B auch durch jene 50 Jahre beobachtet worden, dann würde dieser Mittelwert T'_{50} von T_{50} um denselben Betrag verschieden sein.

Wenn nun aber die Gleichung gilt $T_{50} - T'_{50} = T_{12} - T'_{12}$, dann können wir ja durch sie den nicht beobachteten Mittelwert T'_{50} aus den anderen drei beobachteten Werten ermitteln. Wir reduzieren so auf dieselbe Periode und haben nun streng vergleichbare Werte.

Eine etwas andere Methode benutzt man beim Niederschlag, hier macht man sich den Erfahrungssatz zu Nutzen, daß das Verhältnis der Jahressumme des Niederschlages an verschiedenen Orten ziemlich dasselbe bleibt.

Da man auf diese Weise Zahlen erhält, welche den mittleren Zustand der Atmosphäre, also die klimatischen Verhältnisse charakterisieren, bezeichnet man diese Art der Betrachtung der atmosphärischen Vorgänge und diese Methode der Bearbeitung als „klimatologische".

Mit Vorteil bedient man sich, um einen besseren Überblick über die zeitlichen Verschiedenheiten eines Elementes zu erlangen, besonders beim täglichen oder jährlichen Gang der „graphischen Methode". Man trägt dabei die Zeiten als Abszissen, die Werte des betreffenden Elementes als Ordinaten ein. Einzelne fehlende Stundenwerte wird man am besten graphisch interpolieren; die ehemals gebräuchliche Berechnung fehlender Werte mittels der Besselschen Formel und Benutzung derselben zum Ausgleich ungenauer Beobachtungen ist heute aufgegeben.[1])

[1]) Durch sie wurden die richtigen Beobachtungen geradezu getälscht.

Handelt es sich darum, die örtlichen Unterschiede eines Elementes über einzelnen Ländern oder über der Erde zu überblicken, bedient man sich der „kartographischen Darstellung". Halley wandte dieselbe zuerst (1688) bei seiner Windkarte der Erde an. Den besten Überblick erhält man, wenn man alle jene Punkte der Erde, welche denselben Wert des betreffenden Elementes aufweisen, durch eine Linie, eine „Isolinie" verbindet. Auch dieser Methode hat sich schon 1701 Halley bedient zur Darstellung der Deklinationsverteilung auf der Erde durch „Isogonen". In die Meteorologie wurde diese Darstellungsweise durch Alexander v. Humboldt eingeführt, der 1817 die Temperaturverhältnisse der Erde durch eine „Isothermen"karte darstellte.

Handelt es sich nicht um Durchschnittsverhältnisse, sondern z. B. um die Erklärung einer verwickelten Einzelerscheinung, dann versagt die klimatologische oder statistische Methode. Einen Einblick in die Verhältnisse, welche das jeweilige Wetter darbietet, verdankt man auch erst der neuen „synoptischen Methode", deren Einführung einen großen Fortschritt und eine neue Phase der Meteorologie bedeutet. Sie läuft darauf hinaus, den momentanen Zustand der Atmosphäre über einem größeren Gebiete kartographisch festzulegen, also die Verhältnisse, wie sie gleichzeitig herrschen, „synchron" oder „synoptisch" zur Darstellung zu bringen. Mit vollem Bewußtsein der Tragweite hat zuerst Brandes in den Jahren 1816—1820 sich der synoptischen Methode bedient; sie geriet aber dann etwa 30 Jahre lang völlig in Vergessenheit.

II. Zeitliche und örtliche Unterschiede der meteorologischen Elemente und ihre Ursachen.

(Physik der Atmosphäre.)

§ 11. Die zeitlichen und örtlichen Unterschiede der Temperatur.

Unter den Veränderungen, welche die meteorologischen Elemente im Laufe der Zeit aufweisen, fällt uns zunächst die tägliche und jährliche Temperaturschwankung auf. Betrachten wir z. B. an einem durchschnittlichen Tage den Temperaturgang in Wien, so sehen wir, daß knapp vor 6^h *am* der tiefste Wert erreicht wird, die Temperatur steigt nun regelmäßig an, geht etwas nach $^1/_2 10^h$ *am* durch den Mittelwert des Tages, erreicht etwa $^3/_4 3^h$ *pm* ihren höchsten Wert und fällt nun regelmäßig bis zum Minimum wieder ab. Abends geht die Temperatur etwa um $^1/_2 9^h$ durch den Mittelwert; und im Durchschnitt liegt das Maximum um 3·0° über dem Mittel, das Minimum um 2·6° unter dem Mittel, so daß die Gesamtschwankung, die „tägliche Temperaturamplitude", im Jahresmittel 5·6° beträgt. Wie Fig. 20 zeigt, hängt dieser tägliche Gang der Temperatur sehr stark von der Jahreszeit ab. Im Juli tritt die tiefste Temperatur schon um $^1/_2 5^h$ *am* ein, im Jänner erst um $^1/_2 8^h$ *am*, ihre Lage verschiebt sich im Laufe des Jahres wie die Zeit des Sonnenaufganges. Das Temperaturminimum tritt stets knapp nach Sonnenaufgang ein. Wenig ändert sich die Lage des Maximums. Im Sommer fällt dasselbe auf beinahe 3^h *pm*, im Jänner auf $^1/_2 3^h$ *pm*. Es tritt $2^1/_2$ bis 3 Stunden nach dem höchsten Sonnenstande ein.

Sehr veränderlich ist auch die Amplitude, sie beträgt im Juli über 7·7°, im Jänner nur 2·6°.

Außer von der Jahreszeit hängt die Amplitude der täglichen Schwankung noch sehr wesentlich von der Bewölkung ab; sie ist bei völlig bedecktem Himmel noch immer beträchtlich (in Wien durchschnittlich etwa 2°) und an ganz heiteren Tagen etwa $3^1/_2$mal so groß als bei trübem Wetter im entsprechenden Monat und an dem betreffenden Orte. Weiters hängt die Amplitude ab von der geographischen Breite, sie nimmt vom Äquator gegen die höheren Breiten hin ab und verschwindet in der Polarnacht; sie hängt

außerdem ab von der Unterlage, ist klein (nicht einmal 1°) auf dem Ozean, groß auf dem Kontinent; und sie hängt endlich ab von der Bodenkonfiguration, sie ist groß in Tälern, Mulden, Becken, in welchen bei Tag eine bedeutende Erwärmung durch die erhitzten Bergwände stattfinden kann, während bei Nacht die an den Hängen erkaltete Luft herabsinkt und in den tieferen Lagen sich ansammelt. Klein ist dagegen die Amplitude auf Bergen. Auf hohen Berggipfeln und in der freien Atmosphäre erreicht sie wie auf dem Ozean kaum 1°.

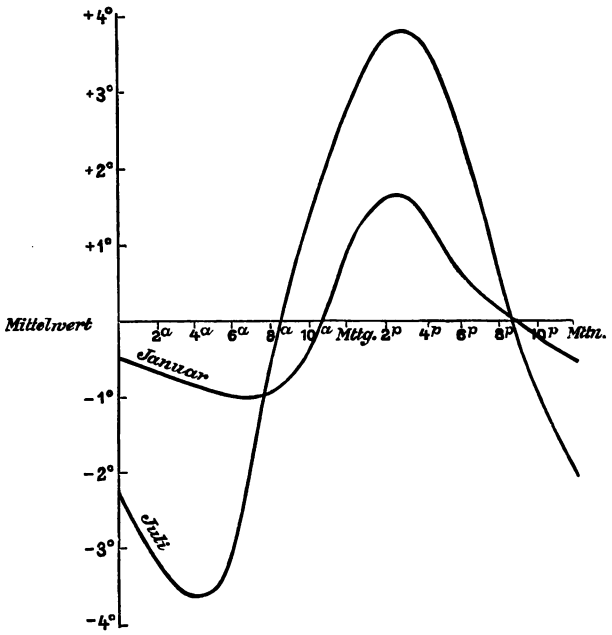


Fig. 20. Täglicher Temperaturgang zu Wien.

Alle diese Tatsachen weisen uns auf die Sonnenstrahlung als die eigentliche Ursache des täglichen Temperaturganges hin. Mit Aufgang der Sonne beginnt die Erwärmung und sie ist um so beträchtlicher, je größer die Wärmezufuhr durch die Sonnenstrahlung ist. Selbst bei bedecktem Himmel vermag die diffuse Strahlung eine beträchtliche Amplitude zu erzeugen. Aber es kommt noch ein anderer, sehr wesentlicher Faktor hinzu: die Unterlage unserer Atmosphäre. Auf dem ganzen Ozean und in der freien Atmosphäre von etwa 1000 *m* Höhe an ist die tägliche Temperaturschwankung sehr gering und gleichförmig, sie beträgt knapp 1°; die großen Temperaturamplituden, an welche wir gewöhnt sind, wie wir sie z. B. bei Wien fanden und wir sie auch anderwärts auf dem Kontinente beobachten, sind lediglich ein Phänomen der untersten Luftschichten, und zwar des festen Landes. Die eigentliche normale Erscheinung ist der geringe Temperaturgang von nicht einmal 1° Schwankung, wie wir ihn auf dem Ozean und in der freien Atmosphäre beobachten.

Tatsächlich finden wir nun auch, daß das feste Land während der Tageszeit geradezu als Wärmequelle für die darüber lagernde Atmosphäre

dient. Wir können aus dem, was wir im Kapitel „strahlende Wärme" kennen lernten, die Wärme, welche 1 cm^2 des Erdbodens im Durchschnitte an einem Tage durch die Sonnenstrahlung erhält, zu 360 Grammkalorien berechnen, durch Ausstrahlung verliert aber der Boden im Laufe des ganzen Tages nicht mehr als 150 Grammkalorien; mehr als 200 Grammkalorien bleiben somit übrig, welche der Boden erhält und ganz und gar an die Atmosphäre abgibt. Teils geschieht dies durch die sogenannte „Konvektion", indem die Luft, welche dem um 10—20° über die Lufttemperatur erwärmten Boden aufliegt, an ihm sich erwärmt und nun als leichtere Luft in Form kleinster Strömchen emporsteigt, während kältere, schwerere Luftströmchen dafür herabsinken;[1]) teils wird diese Wärme auch zur Verdunstung des flüssigen Wassers, das der Boden enthält, verwendet und kommt so in latenter Form der Atmosphäre zu.

Ebenso erfolgt bei Nacht die Abkühlung des Erdbodens durch Ausstrahlung viel kräftiger als jene der Atmosphäre und erst mittelbar werden die untersten Schichten derselben auf dem festen Lande durch dieses beträchtlicher abgekühlt. Darum ist es auch in den Nachtstunden, wie Beobachtungen auf dem Münster- und Eiffelturm ergeben haben, oben wärmer als unten an der Oberfläche.

Ganz anders liegen die Verhältnisse auf dem Ozean. Die tägliche Temperaturschwankung des Meereswassers an der Oberfläche beträgt etwa $^1/_2$°. Hier dringt erstlich die Wärme viel tiefer ein als wie im festen Boden, dann aber wird auf dem Ozean sehr viel von der zugeführten Sonnenwärme zur Verdunstung verbraucht, es bleibt also wenig für die Erwärmung des Wassers übrig, und noch weiter kommt der Umstand hinzu, daß zur Erwärmung des gleichen Quantums Wassers viel mehr Wärme erforderlich ist als zur Erwärmung eines solchen Quantums festen Erdbodens. Auf dem festen Lande steht (weil die Verdunstung geringer ist) viel mehr Wärme zur Verfügung und diese wird für eine nur ganz dünne, leicht erwärmbare Erdschichte verwendet. Kein Wunder, daß sich dann der Erdboden unter dem Einflusse der Sonnenstrahlen enorm erwärmt[2]) und nun für die darüberlagernde Luft als Wärmequelle sehr in Betracht kommt.

Auf dem Ozean und in der freien Atmosphäre fehlt diese Wärmequelle, hier wird der tägliche Gang der Temperatur durch jene Wärme hervorgerufen, welche die Luft selbst durch direkte Absorption der Sonnenstrahlen im Laufe des Tages aufnimmt und bei Nacht durch Ausstrahlung abgibt. Diese Tagesschwankung von nicht einmal 1° Amplitude ist die eigentlich normale Erscheinung; auf dem Festlande haben wir es sozusagen mit einer Störung in den untersten Luftschichten zu tun.

In latenter Form durch Verdunstung gibt aber auch auf dem Ozean jeder Quadratzentimeter der Erdoberfläche etwa 200—300 Grammkalorien pro Tag an die Atmosphäre ab. Dient diese Wärme auch nicht unmittelbar zur Erwärmung der Luft, so wird doch mittelbar, wenn sich der Wasserdampf

---

[1]) Dieses Wechselspiel der auf- und absteigenden Luftströme sieht man oft in einem eigentümlichen Flimmern über erhitzten Flächen.

[2]) Z. B. in Tiflis im Sommer bis nahe 50° C im Durchschnitt!

kondensiert, diese Wärme wieder der Atmosphäre zugute kommen, so daß wir sowohl auf dem festen Lande wie auf dem Ozean von einer bedeutenden Wärmemenge sprechen können, welche die Erdoberfläche empfängt, aber an die Atmosphäre abgibt.

Wir hörten (vgl. S. 21), daß etwa 40% der gesamten Sonnenstrahlung zur Erdoberfläche gelangen; davon werden etwa drei Viertel (also 30%) an die Atmosphäre abgegeben, nur 10% braucht die Erdoberfläche zur Deckung ihres eigenen Ausstrahlungsverlustes. Um wieviel größer ist da der Bedarf der Atmosphäre! Sie erhält etwa 20% der Sonnenstrahlung direkt durch Absorption und, wie wir eben hörten, 30% mittelbar durch die Erdoberfläche, also insgesamt zirka 50% der gesamten Insolation und alles dies gibt sie aus durch Ausstrahlung in den Weltraum! Die Erdoberfläche erscheint so als der eigentliche Wärmeempfänger, die Atmosphäre als Wärmeaussender; sie gibt aus, was die Erdoberfläche sammelt; aber wir müssen uns auch wieder anderseits daran erinnern, daß es nur die Atmosphäre ist, welche durch ihre Eigenschaft der „selektiven Absorption" (vgl. S. 22), durch ihre Glashauswirkung die Wärmeansammlung an der Erdoberfläche erst ermöglicht.

So liefert uns schon die Betrachtung des täglichen Temperaturganges einen Einblick in die Ursachen der Temperaturunterschiede, aber auch einen Einblick in den Wärmehaushalt unseres Erdballes. Nur eine weitere Bestätigung des Gefundenen vermögen wir aus dem jährlichen Gange der Temperatur zu schöpfen.

Auf dem Kontinent weist die Oberflächentemperatur des Bodens eine enorme Schwankung der Temperatur im Laufe des Jahres auf, unvergleichlich geringer ist die Temperaturschwankung der Meeresoberfläche. Wegen der schlechten Wärmeleitung des festen Bodens wird im Sommer die durch die Sonnenstrahlung zugeführte Wärme sich hier nur auf eine wenig mächtige Schichte verteilen und diese daher sehr stark erwärmen, im Winter wird ebenso die ausgestrahlte Wärme einer nur dünnen Erdschicht entzogen, es wird daher auch ihre Abkühlung eine beträchtliche sein. Ganz anders im Ozean. Hier wird im Sommer eine mächtige Wasserschicht erwärmt, ihre Temperatursteigerung wird darum eine viel geringere sein als jene des festen Landes; im Winter aber wird auch diese ganze Wassermasse ihre aufgespeicherte Wärme verlieren müssen. Wenn sie oberflächlich auskühlt, rücken wärmere Wassermassen aus der Tiefe nach; die ganze im Sommer erwärmte Wassermasse wirkt so im Winter als Wärmereservoir und verhindert eine stärkere Abkühlung ihrer Oberfläche.

Sowohl auf dem Festlande wie auf dem Ozean geht nun aber, wie die Beobachtungen lehren, die Lufttemperatur der Oberflächentemperatur parallel. Während wir beim täglichen Temperaturgang einen wesentlichen Unterschied fanden, indem auf dem Ozean der Gang allein durch die direkte Insolation, auf dem festen Lande dagegen in erster Linie durch die Wärmezufuhr vom Boden bestimmt wurde, wird der jährliche Gang der Lufttemperatur sowohl über dem Lande wie über dem Ozean durch jenen der Unterlage bestimmt, dieser letztere aber ist verursacht durch den großen Unterschied in der Wärmezufuhr durch die Sonnenstrahlen im Sommer und Winter.

Im Sommer ist (wenigstens in den gemäßigten und höheren Breiten) der Tag lang, die Nacht kurz; die Wärmezufuhr durch die Sonnenstrahlung dauert lange, die Wärmezufuhr überwiegt über den Wärmeverlust durch Ausstrahlung in der kurzen Nacht. Im Winter ist es umgekehrt, der Wärmeverlust durch Ausstrahlung in einer langen Nacht übertrifft die geringe Wärmezufuhr, welche die Oberfläche während des kurzen Tages erfährt.

Dazu aber kommt noch ein anderer sehr wesentlicher Umstand. Im Sommer steht die Sonne hoch am Himmel, im Winter erhebt sie sich auch um die Mittagszeit nicht weit über den Horizont. Im Winter fallen die Strahlen viel schiefer auf die Oberfläche auf. Eine einfache Betrachtung (Fig. 21) lehrt nun, daß ein Strahlenbündel von bestimmtem Querschnitt AA' (etwa 1 cm^2) auf eine um so größere Fläche MN entfallen wird, je schiefer die Strahlen AM und $A'M'$ auf den Boden auffallen. Fallen die Strahlen senkrecht ein, d. h. steht die Sonne im Zenit, dann ist die bestrahlte Fläche MN' gleich dem Querschnitt des Bündels, dann entfallen alle Strahlen auf 1 cm^2. Wenn sie aber z. B. unter einem Winkel $MNM' = 30°$ einfallen, dann ist MN doppelt so groß wie MM', d. i. 2 cm^2, es entfällt dann auf 1 cm^2 der Oberfläche nur die Hälfte der in einem Strahlenbündel von 1 cm^2 Querschnitt enthaltenen Wärme.

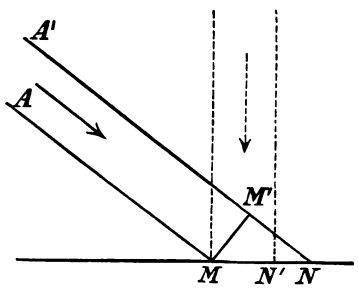


Fig. 21.

Die ungleiche Tageszeit und die Schiefe des Einfallens der Strahlen sind die Hauptursachen des jährlichen Temperaturganges. Noch eine Erscheinung kommt auch in Betracht, spielt aber eine sehr geringe Rolle: Je schiefer die Strahlen auffallen, je länger der Weg ist, den sie in der Atmosphäre zurückzulegen haben, um so mehr werden sie darin geschwächt. Wir hörten (vgl. S. 21), daß von etwa 30° Sonnenhöhe an der Unterschied nur gering ist, es hat deshalb diese Erscheinung für den jährlichen Gang nicht viel zu bedeuten.

In den Tropen haben wir fast keinen Unterschied in der Länge des Tages und die Sonne kommt um die Mittagszeit immer dem Zenit nahe. Hier verschwindet daher der jährliche Gang fast ganz.

Die örtlichen Unterschiede der Temperatur an der Erdoberfläche übersehen wir am besten durch Zeichnung von Linien gleicher Temperatur. A. v. Humboldt war, wie wir gehört haben (vgl. S. 37), der erste, der solche „Isothermen“ entworfen hat, ihm folgten dann mit reicherem Materiale Dove, Hann und Buchan. Da diese Linien die Unterschiede in horizontaler Richtung allein zum Ausdrucke bringen sollen, dürften eigentlich nur Stationen im Meeresniveau zur Verwendung kommen. Verwendet man auch andere Stationen, was ja selbstverständlich nicht zu vermeiden ist, muß man auf die Temperaturabnahme mit der Höhe Rücksicht nehmen. Man reduziert also alle Temperaturangaben auf das Meeresniveau unter der Annahme, daß die Temperatur um $^1/_2°$ pro 100 m abnimmt. Werfen wir nur einen flüchtigen

Blick auf diese Karten (Fig. 22 und 23), so lassen sie uns schon als Haupterscheinung eine Temperaturabnahme vom Äquator gegen den Pol auf beiden Halbkugeln erkennen. Bestimmen wir, wie dies Dove, Spitaler und Batchelder getan haben, aus diesen Karten Mitteltemperaturen der einzelnen Parallelkreise, so tritt diese Erscheinung noch deutlicher hervor.

Mitteltemperaturen der Parallelkreise:

Breite	0°	15°	30°	45°	60°	75°
Nordhemisphäre	25·9	**26·3**	20·3	9·6	— 0·8	— 13·3° C
Südhemisphäre	25·9	24·2	18·5	8·9	0·2	(— 6·8)

In den Tropen steht die Sonne um die Mittagszeit beinahe im Zenit, hier fallen die Sonnenstrahlen fast senkrecht zur Erdoberfläche ein und die Wärmezufuhr ist dementsprechend sehr groß; in je höhere Breiten wir kommen, um so schiefer treffen die Strahlen den Boden und um so geringer ist die Wärmemenge, welche derselbe erhält. Dies ist die Ursache der Temperaturabnahme vom Äquator gegen die Pole.

Wir ersehen aber noch eine andere, uns bereits bekannte Erscheinung aus dem Verlauf der Isothermen. Im Sommer ist das Land warm, das Meer verhältnismäßig kühl, während es sich im Winter gerade umgekehrt verhält. Besonders dort, wo wir eine warme Meeresströmung wie längs der norwegischen Küste den Golfstrom haben, ist die Wintertemperatur eine abnorm hohe. Wir sehen hier mittlere Januartemperaturen über 0° in derselben Breite, in welcher im Innern von Sibirien Mitteltemperaturen von beinahe 50° unter Null herschen.

Auch im Jahresmittel beeinflußt Land- und Meerverteilung die Temperatur. Wir erkennen dies am besten, wenn wir, wie dies zuerst Dove getan hat, für alle Orte die Abweichung der beobachteten Temperatur vom Mittelwerte des betreffenden Breitekreises, die sogenannte „Anomalie", bilden, und dann Linien gleicher Anomalie oder „Isanomalen" entwerfen. Auch Sella und Precht haben später solche Isanomalen gezeichnet und wir wollen uns in Fig. 24 das Bild ansehen, das die Jahresisanomalen (nach Precht) uns darbieten. Wir können das, was sich uns da bald aufdrängt, in die Worte kleiden: in den niederen Breiten ist das Land auch im Jahresdurchschnitt relativ warm, das Meer zu kalt, in den höheren Breiten wirkt umgekehrt das Land temperaturerniedrigend, das Wasser temperaturerhöhend. Das Land läßt eben die Wirkung der Strahlungsverhältnisse viel schärfer hervortreten wie das Meer. In den niederen Breiten überwiegt die Einstrahlung durch die Sonne, hier wirkt das Land erhöhend; in den höheren Breiten tritt die Einstrahlung gegen die Ausstrahlung der Erdoberfläche zurück, hier wirkt das Land erniedrigend auf die Temperatur.

Darum sehen wir auch, wie dies die obige Tabelle lehrt, die nördliche Hemisphäre, als Landhalbkugel, in den höheren Breiten kälter wie die südliche Halbkugel, in den niederen Breiten umgekehrt wärmer; und so stark ist diese Erscheinung ausgesprochen, daß die höchste Mitteltemperatur nicht auf den Äquator, sondern auf den 15. Breitekreis entfällt. Der Wärmeäquator liegt auf der nördlichen Landhalbkugel!

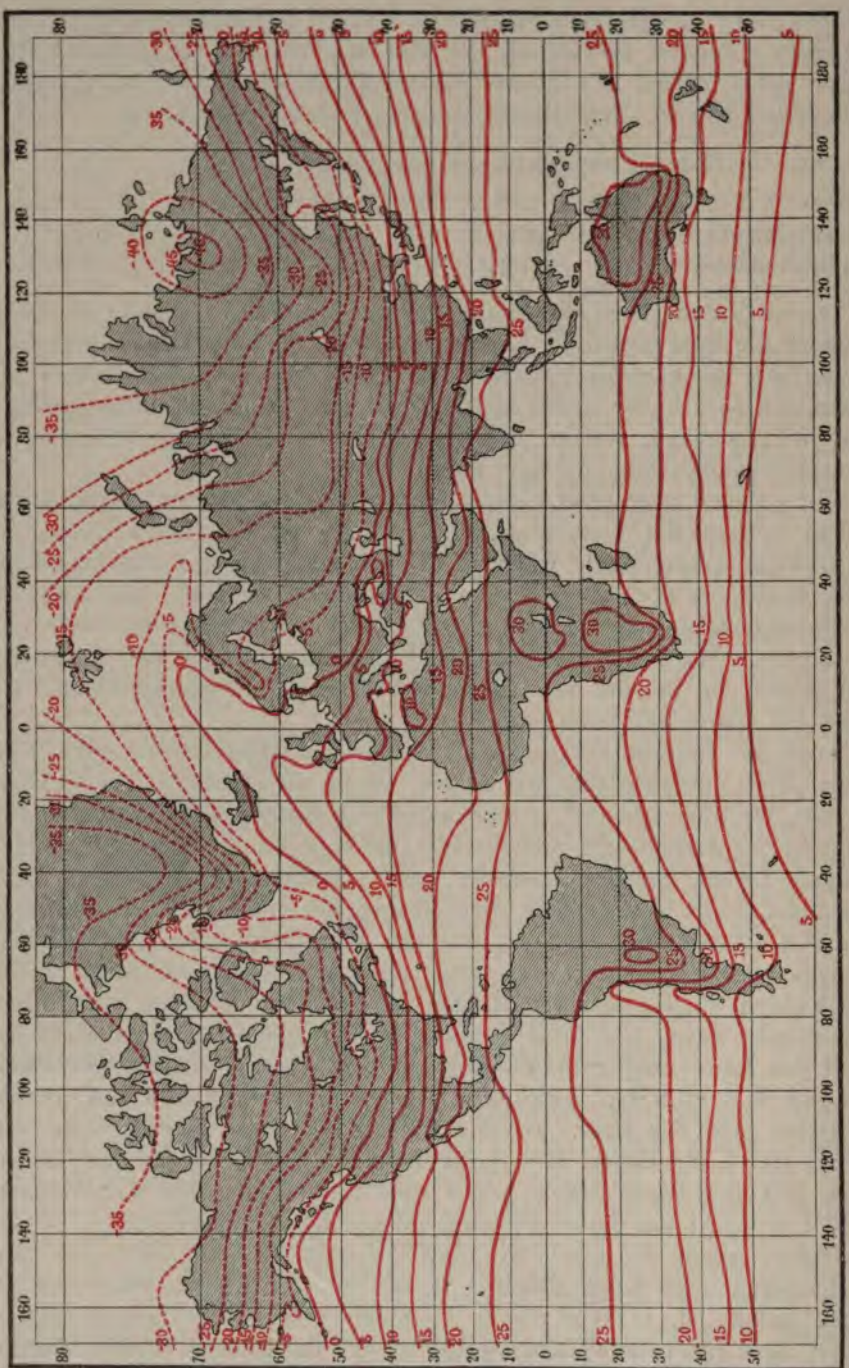


Fig. 22. Isothermen im Januar.

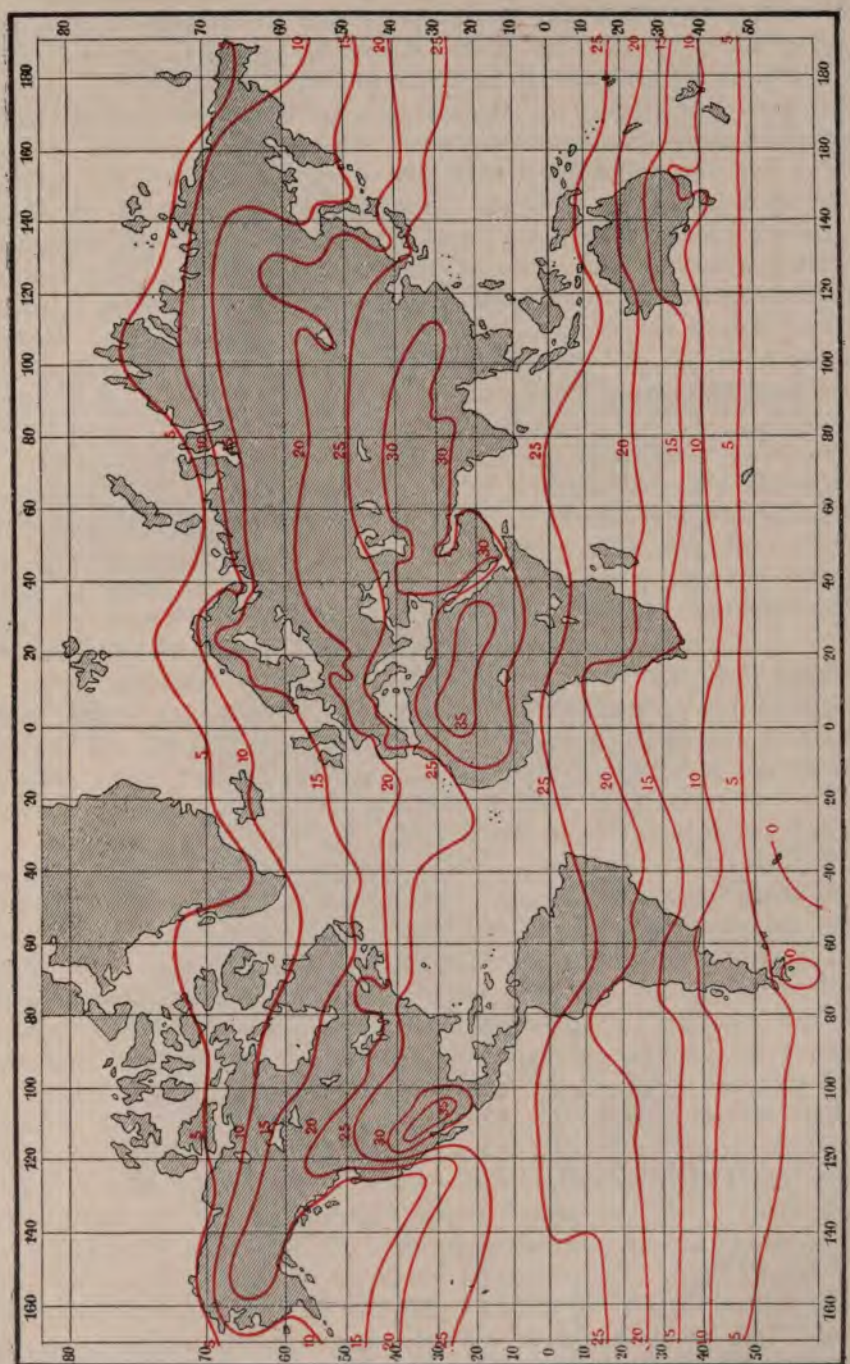


Fig. 23 Isothermen im Juli.

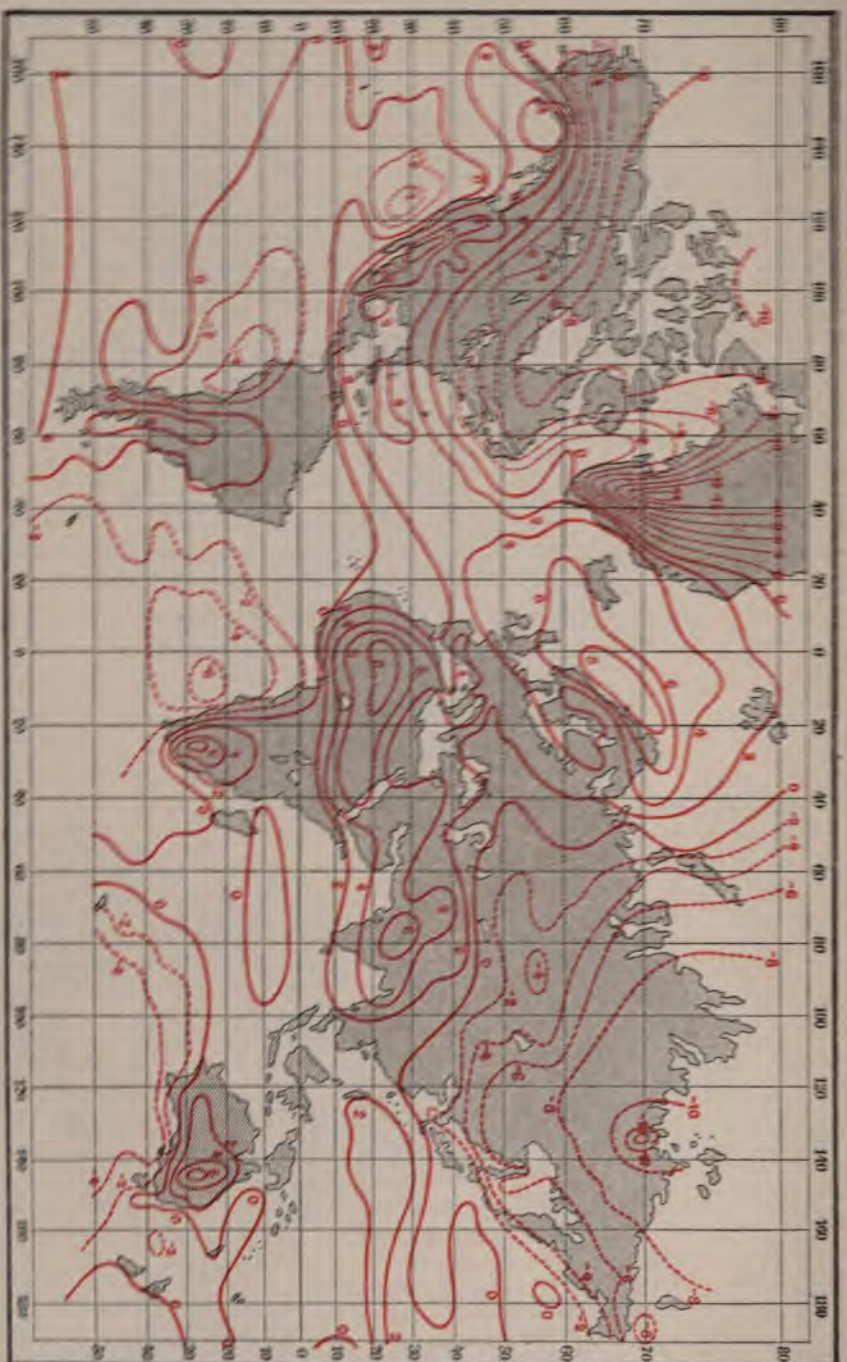


Fig. 24. Isanomalen der Jahrestemperatur nach Precht.

Wir haben nun noch die Temperaturunterschiede in vertikaler Richtung zu besprechen. Beobachtungen auf Bergen und im Ballon lehren, daß in den dem Erdboden nächsten Schichten die Temperatur im allgemeinen um etwa $^1/_2°$ pro 100 *m* Erhebung abnimmt. Zur warmen Tages- und Jahreszeit ist die Temperaturabnahme eine raschere, zur kalten Tages- und Jahreszeit eine viel langsamere. Diese Verschiedenheit kann kaum überraschen. Bei Tag und im Sommer ist ja die feste Erdoberfläche — und nur hier kennen wir die Temperaturabnahme mit der Höhe — abnorm erwärmt, der Temperaturunterschied zwischen unten und oben wird also ein großer sein; während der Nacht und im Winter ist umgekehrt der Erdboden durch Ausstrahlung abnorm erkaltet, die ihm benachbarten Luftschichten sind ungewöhnlich kalt, die Temperaturabnahme ist sehr gering, ja es stellt sich vielfach geradezu die sogenannte „Temperaturumkehr" ein, es ist dann unten kälter als in einigen Hunderten Meter über der Erdoberfläche. Besonders in Talbecken ist dies eine regelmäßige Erscheinung.

In etwa 1000 *m* Höhe fällt dieser störende Einfluß der Erdoberfläche, wenigstens in der freien Atmosphäre, weg. Wie die deutschen Ballonfahrten ergaben, nimmt in der Schichte häufigster Wolkenbildung, zwischen 1000 und 3000 *m* die Temperatur recht gleichmäßig, auch um etwa 0·5° pro 100 *m* ab, dann erfolgt die Abnahme immer rascher, von 4000—6000 *m* beträgt sie über 0·6°, von 6000—8000 *m* beinahe 0·7° und von 8000—9000 *m* scheint sie bereits den Wert von 0·9° zu erreichen.

Die Erklärung der Temperaturabnahme bereitete früher große Schwierigkeiten. Heute kann man wohl mit Sicherheit als Ursache der Temperaturabnahme die fortwährend stattfindende vertikale Luftzirkulation bezeichnen. Daß eine solche vielfach vorkommt und trotz ihrer geringen Geschwindigkeit eine große Rolle spielt, werden wir in der Folge noch sehen.

Nun wissen wir, daß der Luftdruck mit der Höhe abnimmt. Luft, die emporsteigt, gerät unter geringeren Druck und dehnt sich aus, Luft, die herabsinkt, gelangt unter höheren Druck und wird zusammengepreßt. Nun lehrt weiter Theorie und Experiment, daß Luft, deren Druck um 10 *mm* erhöht wird, sich um etwa 1° erwärmt, umgekehrt sich um etwa 1° abkühlt, wenn der Druck um 10 *mm* kleiner wird. Da nun bei 100 *m* Höhenunterschied der Luftdruck ungefähr um 10 *mm* sich ändert, so wird beim Aufsteigen Luft sich um 1° abkühlen, bei Abwärtsbewegung um ebensoviel erwärmen. Eine Voraussetzung wurde aber bei dieser Berechnung freilich gemacht. Es wurde angenommen, daß beim Aufsteigen und der damit verbundenen Abkühlung keine Kondensation des Wasserdampfes, keine Wolkenbildung stattfinde. Ist dies der Fall — und meistens ist es ja so — dann wird Wärme frei, die Temperaturabnahme beträgt nun viel weniger als 1° pro 100 *m*, und zwar wird die Temperaturabnahme um so kleiner sein, je mehr Wärme frei wird, d. h. je wasserdampfreicher die Luft ist. Dies letztere ist aber um so mehr der Fall, je höher die Temperatur ist. In den höheren Schichten ist die Temperatur so niedrig, daß die Luft auch bei Sättigung fast keinen Wasserdampf mehr enthält, dann wird auch beim Aufsteigen nur eine minimale Wärmemenge frei werden, dann nähert sich die Temperaturabnahme dem theoretischen Werte von 1° pro 100 *m*.

Ohne die Kondensation des Wasserdampfes und die dadurch frei werdende Wärme würde auch in den unteren Luftschichten die Wärmeabnahme 1° pro 100 *m* betragen. Ihr ist es zuzuschreiben, daß dieselbe tatsächlich geringer ist und ihren geringsten Wert in den untersten Schichten erreicht, die vermöge ihrer hohen Temperatur relativ viel Wasserdampf enthalten.

Noch ein weiterer Umstand kommt, wie v. Bezold gezeigt hat, hinzu. Die Wärme, welche der Erdboden an die Luft abgibt, verteilt sich auf eine beträchtliche Luftschichte, denn warme Luft ist leichter und steigt empor. Wenn der Erdboden dagegen den unteren Luftschichten Wärme entzieht, so bleibt diese Abkühlung auf die unterste Schichte beschränkt, kalte Luft sucht als schwerere immer in den tiefsten Lagen zu verharren. So wirkt im allgemeinen der Erdboden abkühlend auf die unteren Schichten. Daher hier nur eine durchschnittliche Temperaturabnahme von $^1/_2$° pro 100 *m*, während dieselbe in etwa 10.000 *m* gewiß den Betrag — man möchte sagen den normalen Betrag — von 1° pro 100 *m* erreicht.

So wirkt Wasserdampf und Einfluß der Erdoberfläche auf den Betrag der Temperaturabnahme in den unteren Luftschichten modifizierend ein. Daß aber überhaupt eine Temperaturabnahme mit der Höhe vorhanden ist, das findet seine Erklärung in den vertikalen Strömungen der Atmosphäre. Sie bestimmen die Abnahme; der Ausgangswert, die Temperatur an der Erdoberfläche, wird dagegen durch die Temperatur der Unterlage, die des Ozeans oder des festen Landes, bedingt.

§ 12. Die Luftdruckverhältnisse und die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre.

Wenn der Unterschied des Luftdruckes in zwei verschiedenen Niveaus durch das Gewicht der zwischenliegenden Luftschichte bestimmt ist, dann besteht augenscheinlich eine gewisse Gesetzmäßigkeit zwischen der Höhe dieser Schichte und diesem Luftdruckunterschiede. Für die im allgemeinen praktisch vorkommenden Fälle lautet diese Beziehung in hinreichender Annäherung:

$$H = 16.000 \{1 + 0{\cdot}002 (t_1 + t_2)\} \frac{p_1 - p_2}{p_1 + p_2}$$

wenn H die Höhendifferenz der zwei Niveaus, p_1 der Luftdruck und t_1 die Temperatur im unteren, p_2 und t_2 die entsprechenden Größen im oberen Niveau bedeuten.[1])

---

[1]) Die Ableitung dieser Formel ist sehr leicht. Wenn wir den Luftdruck in Kilogramm auf den Quadratmeter ausdrücken, dann ist $p_1 - p_2$ das Gewicht einer Luftsäule von 1 m^2 Basis und H *m* Höhe, also von H m^3. Bei 0° Temperatur und einem Drucke von 760 *mm* oder 10333 *kg* pro Quadratmeter wiegt 1 m^3 Luft 1·293 *kg*, bei einem Drucke p *kg* und einer Temperatur t dagegen $\frac{1{\cdot}293}{1 + 0{\cdot}004\,t} \frac{p}{10333}$ *kg*.

In unserem Falle ändert sich streng genommen p und t von Punkt zu Punkt längs der ganzen Höhe der Luftschichte. Wir können aber sehr genähert dafür den Mittelwert

Es ist dies die sogenannte Babinetsche barometrische Höhenmeßformel. Sie dient dazu, aus beobachtetem Luftdruck und Temperatur oben und unten die Höhendifferenz der zwei Beobachtungspunkte zu ermitteln; sie kann aber auch benutzt werden, um bei bekannter Seehöhe einer Station aus dem beobachteten Luftdruck zu schließen, wie groß derselbe in einem andern Niveau, z. B. im Meeresniveau wäre. Man kann so Luftdruckbeobachtungen von Orten in verschiedener Seehöhe auf dasselbe Niveau „reduzieren" und so vergleichbar machen.

Die Formel lehrt uns aber noch eine andere wichtige Tatsache: die Abhängigkeit des Druckunterschiedes in zwei Niveaus von der Temperatur. Wärmere Luft ist leichter, darum ist der Druckunterschied ein kleinerer. Nehmen wir also einmal am Äquator am Meeresniveau einen Luftdruck von 760 *mm* und 30° C, so ergibt sich (mit Rücksicht auf die Temperaturabnahme) für 3000 *m* ein Luftdruck von 539 *mm*. Nehmen wir nun aber in einer höheren Breite eine Temperatur von 15°, aber auch im Meeresniveau einen Druck von 760 *mm*, dann finden wir im Niveau von 3000 *m* nur 528 *mm*. Bei Gleichheit des Luftdruckes an der Erdoberfläche nur wegen der Ungleichheit der Temperatur einen beträchtlichen Druckunterschied in 3000 *m* Höhe! In 5000 *m* würde derselbe bereits den Betrag von 14 *mm* erreicht haben.

Diese Erscheinung ist so wichtig und spielt eine so große Rolle in der Meteorologie, daß wir sie unabhängig von der obigen Formel uns etwas eingehender betrachten wollen.

EE' sei die Erdoberfläche (Fig. 25), NN' ein beliebiges Niveau. Ist die Temperatur in der Zwischenschichte überall dieselbe, dann wird auch der Luftdruck nicht bloß längs der Erdoberfläche EE' (er heiße p_0), sondern auch im Niveau NN' überall derselbe p sein. Wir wollen nun aber annehmen, die Gleichheit der Temperatur werde durch irgendeine Ursache gestört, die Luft über E' werde erwärmt, während die Temperatur über E dieselbe bleiben soll.

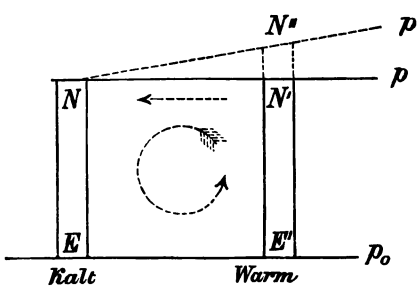


Fig. 25. Hebung der Flächen gleichen Druckes.

Was wird nun geschehen? Die Luftsäule $E'N'$ wird sich infolge der Erwärmung bis N'' ausdehnen und die ganze Luftsäule, welche noch über N' lastete und hier den Luftdruck p verursachte, die wird nun, wenn seitlich nichts abfließt, emporgeschoben, sie lastet nun nicht mehr über N', sondern über N''. Hier haben wir jetzt den Luftdruck p, während in N' ein größerer Druck herrscht, größer um das Gewicht der Luftsäule $N'N''$, welche

---

für die ganze Zwischenschichte einsetzen, also für den Luftdruck $\frac{p_1+p_2}{2}$, für die Temperatur $\frac{t_1+t_2}{2}$, dann wird das Gewicht der Luftsäule von H m^3 sein:

$$p_1 - p_2 = H \cdot \frac{1{\cdot}293}{1+0{\cdot}002\,(t_1+t_2)} \cdot \frac{p_1+p_2}{20666},$$

woraus sofort die obige Formel sich ergibt.

früher unter dem Niveau NN' lag und nun infolge der Temperatursteigerung über N' hervortrat. Wenn wir weiter annehmen wollen, daß die vorausgesetzte Temperaturerhöhung linear von E gegen E' erfolgt ist, dann wird sich jede beliebige Luftsäule zwischen E und E' um einen entsprechenden Betrag ausdehnen und die Endpunkte aller dieser Säulen werden auf die gerade Linie beziehungsweise, wenn wir es uns räumlich vorstellen, auf die Ebene NN'' zu liegen kommen.

Vor der Temperaturstörung herrschte im Niveau NN' überall der Druck p, nun finden wir diesen Druck in der Ebene, deren Schnitt mit der Papierebene durch die Gerade NN'' dargestellt ist. Nun ist NN'' eine Fläche gleichen Druckes, dieselbe wurde über dem erwärmten Gebiet gehoben. Wir sagten eben, wenn seitlich nichts abfließt. Sehr bald stellt sich nun aber ein solches Abfließen ein. Im Niveau NN' nimmt der Druck nun regelmäßig von N gegen N' zu, ein Zustand, der erfahrungsgemäß nicht bestehen bleiben kann, wir haben nun ein Gefälle oder, wie man sich in der Meteorologie meist ausdrückt, einen „Gradienten" von N' gegen N, und es wird infolge dieses Gefälles die Luft von N' abströmen gegen N.

Solange noch kein Abfließen erfolgt ist, ändert sich für die Erdoberfläche nichts. Die Luftsäule über E' hat sich ausgedehnt, aber ihre Masse lastet nach wie vor über E'. Ganz anders, sobald in der Höhe von N' gegen N ein Gradient sich einstellt, ein Teil der Luft von N' fließt ab und fließt gegen N, es tritt teilweise ein Ausgleich des Druckunterschiedes ein, sofort sinkt aber dann an der Erdoberfläche der Luftdruck über E' und steigt über E. Wir haben nun unten ein Gefälle von E gegen E'. Die Luft strömt oben vom warmen gegen das kalte Gebiet, unten vom kalten gegen das warme; über dem warmen rücken die Luftmassen empor, über dem kalten sinken sie herab und so lange bleibt dieser Zirkulationsprozeß bestehen, solange der Temperaturgegensatz besteht zwischen E und E'. Wo immer also auf der Erdoberfläche in horizontaler Richtung ein Temperaturgegensatz besteht, dort wird sich diese „Hebung der Flächen gleichen Druckes" über dem warmen Gebiet und mit ihr der besprochene Zirkulationsprozeß einstellen.

Die Land- und Seewinde an den Küsten finden auf diese Weise ihre Erklärung. Sobald am Vormittage die Sonnenstrahlung das Land viel intensiver erwärmt als das benachbarte Meer, heben sich über dem erwärmten Lande die Flächen gleichen Druckes, oben strömt Luft gegen das Meer, unten erhebt sich um etwa 10^h *a m* die Seebrise und weht bis gegen Abend. Sobald dann die Abkühlung eintritt, auf dem Lande rascher als auf dem Meer, dann kehrt sich der Prozeß um, der Wind weht nun unten als Landwind vom Lande gegen die See. Einige hundert Meter hoch reicht dieses Zirkulationssystem. Der bekannte Luftschiffer Tissandier hat dies sozusagen experimentell nachgewiesen. Wiederholt stieg er an der französischen Küste bei beginnendem Seewinde empor, ließ sich dann von dem Gegenwind in der Höhe zum Kanal hinaustragen und fuhr, nach Senken des Ballons, mit dem unteren Seewinde zum Lande zurück.

Wie dieses Zirkulationssystem auf den Gegensatz zwischen Land und Meer im täglichen Temperaturgang zurückzuführen ist, so wird natürlich auch durch den Gegensatz im jährlichen Gang ein solches hervorgerufen

werden. Im Sommer ist ja das Land warm, das Meer kalt, über dem Lande werden sich die Flächen gleichen Druckes heben, über dem Ozean werden sie sich senken. Wir haben im Sommer in der Höhe hohen Druck, an der Erdoberfläche tiefen Druck über dem Lande, das umgekehrte über dem Ozean zu erwarten. Unten wird die Luft vom Meer gegen das Land, oben vom Land gegen das Meer abfließen. Umgekehrt wird der Zirkulationsprozeß im Winter sein. Man nennt diese Winde, welche man überhaupt an ausgedehnten Kontinenten, besonders an Asien und speziell sehr schön ausgebildet an der Südküste Asiens beobachtet, „Monsune". Die Karten der Luftdruck- und Windverteilung (Fig. 26 und 27), auf welchen alle Punkte, welche denselben, auf das Meeresniveau reduzierten Luftdruck aufweisen, durch eine Linie „Isobare" verbunden wurden, lassen den Nordostmonsun aus dem Innern des Kontinentes im Winter, den Südwestmonsun vom Meere her im Sommer deutlich erkennen. Wir sehen aber auch in der Luftdruckverteilung an der Erdoberfläche die zu erwartenden Verhältnisse: Im Winter hohen Druck über Asien, im Sommer umgekehrt hier tieferen Druck als ringsum im Ozean. Karten der Luftdruckverteilung in 5000 *m* würden uns das gerade entgegengesetzte Bild zeigen und in der Tat ist auch durch Höhenbeobachtungen die Existenz einer dem Monsun entgegengesetzten Strömung in der Höhe nachgewiesen worden. Die Mächtigkeit des Monsuns erreicht aber immerhin einige tausend Meter.

Noch einen andern großen Temperaturgegensatz beobachten wir auf der Erde, jenen zwischen den Tropen und den höheren Breiten. Ihm ist nun auch das großartigste Zirkulationssystem zuzuschreiben, das wir in der Atmosphäre besitzen. Wir können die Hebung der Flächen gleichen Druckes in den Tropen auch direkt aus den Barometerablesungen an Gipfelstationen ersehen. Nach den Beobachtungen auf dem Antisana, nahe unter dem Äquator, ist im Jänner in 4000 *m* Seehöhe der Luftdruck 475 *mm*; dagegen in einer Breite von etwa 38° (nach Pikes Peak) nur 462 *mm*. Wir haben im selben Niveau von 4000 *m* vom Äquator bis zu 38° Breite ein Gefälle von 13 *mm*! Und beinahe den gleichen Wert erhalten wir auf einem andern Meridian. Nach Beobachtungen auf dem Kamerun Pik (in 4° nördl. Br.) ist in 4000 *m* Höhe der Luftdruck 475 *mm*, nach jenen auf dem Sonnblick (in 47° nördl. Br.) nur 457 *mm*; das Gefälle beträgt hier 18 *mm* auf 43 Breitegrade.

Entsprechend diesem Gefälle haben wir nun auch jahraus jahrein in der Höhe eine Luftströmung vom Äquator gegen die Pole, in der Niederung umgekehrt niedrigen Luftdruck um den Äquator. Noch deutlicher als die Karten der Luftdruckverteilung (Fig. 26 und 27) läßt die weiter unten folgende kleine Tabelle des mittleren Druckes der einzelnen Parallelkreise an der Erdoberfläche diese Erscheinung erkennen. Der Druck wächst vom Äquator gegen die höheren Breiten und entsprechend diesem Gefälle haben wir an der Erdoberfläche zu beiden Seiten des Äquators ein System äquatorwärts gerichteter Winde: die „Passate". Nur im Sommer erscheint dasselbe in der Nähe der Kontinente durch die Monsune, insbesonderes im Süden des asiatischen Kontinentes durch den hier herrschenden Südwestmonsun gestört. Schon Halley hat für die Passate die richtige Erklärung (den Temperaturgegensatz zwischen Äquator und Pol) gegeben.

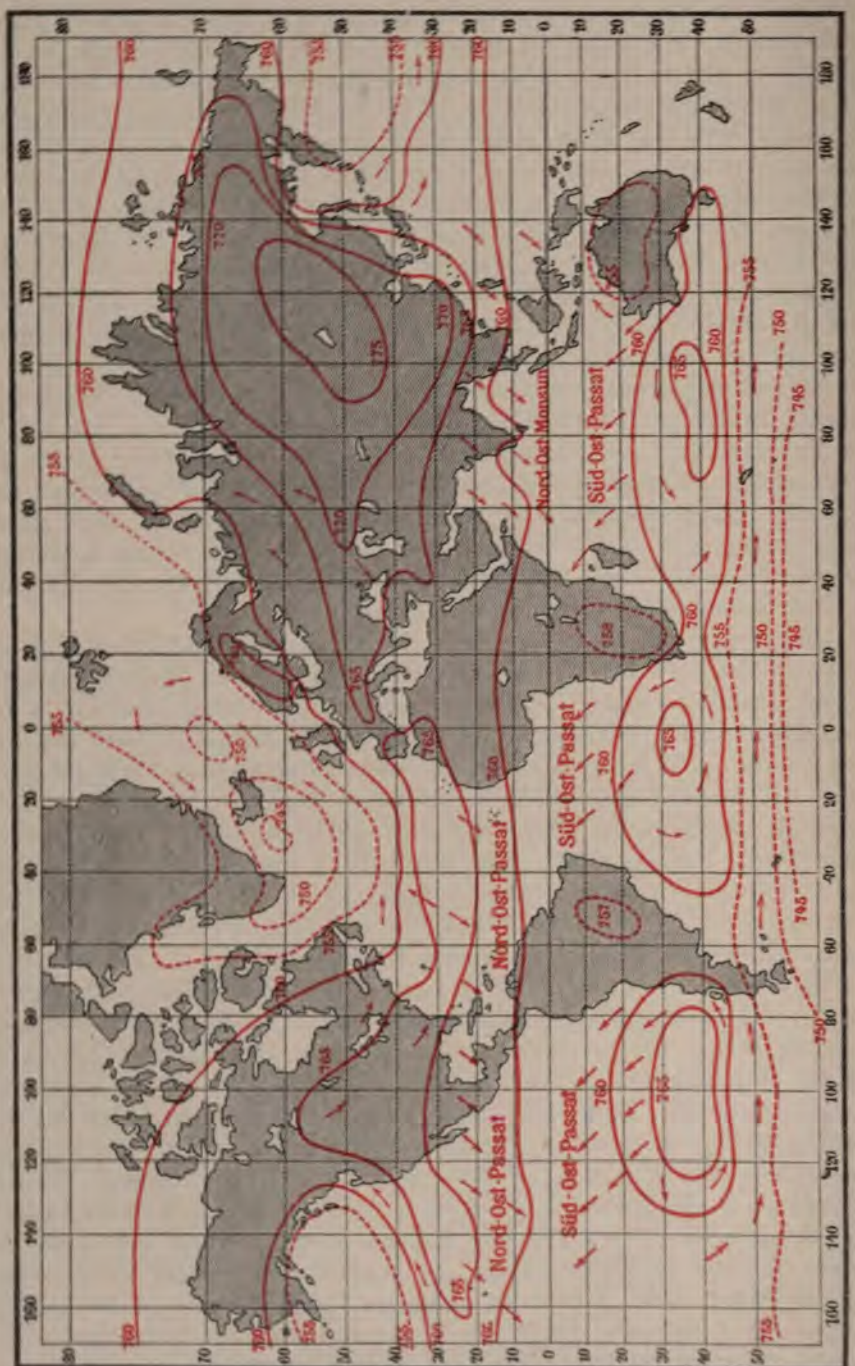


Fig. 26. Isobaren und Winde im Jänner.

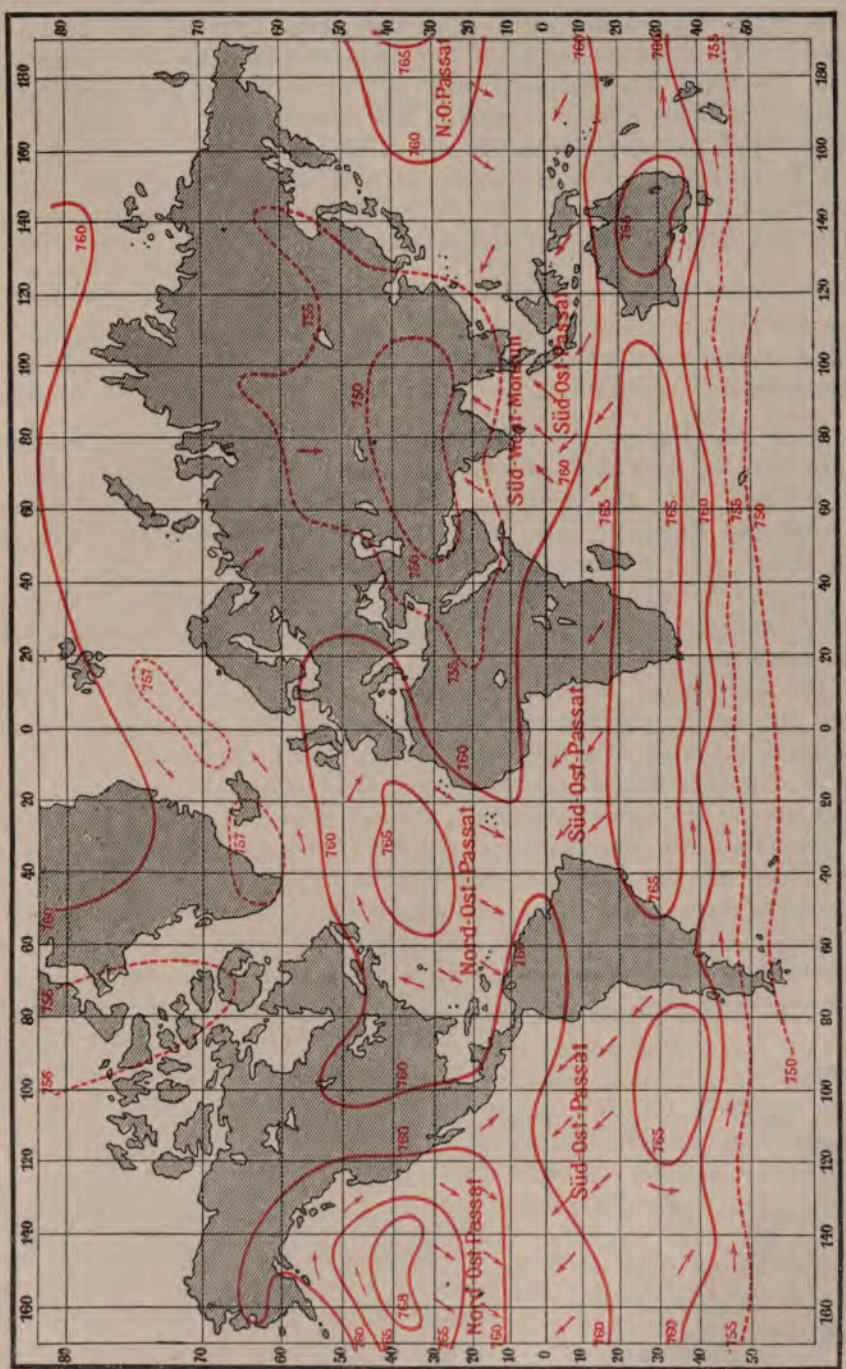


Fig. 27. Isobaren und Winde im Juli.

Zwei auffallende Anomalien erregen aber unsere Aufmerksamkeit. Warum weht der Passat nicht rein meridional, warum auf der Nordhemisphäre als Nordost- und auf der Südhemisphäre als Südostpassat? Warum erscheint die Gegenströmung in der Höhe, der sogenannte Antipassat, in gleicher Weise abgelenkt, als Südwestwind auf der Nord-, als Nordwestwind auf der Südhalbkugel? Und zweitens, warum finden wir an der Erdoberfläche nicht den höchsten Druck an den Polen? Die folgende kleine Tabelle läßt schon in 30° bis 35° Breite, in den sogenannten Roßbreiten, das Gebiet höchsten Druckes erkennen:

Durchschnittlicher Luftdruck verschiedener Parallelkreise:

Breite	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	
Nordhemisphäre	758·0	57·9	59·2	61·7	**62·0**	60·7	58·7	58·6	*mm*
Südhemisphäre	758·0	59·1	61·7	**63·5**	60·5	53·2	43·4	38·0	*mm.*

Auch die Karten der Luftdruckverteilung zeigen den Gürtel hohen Luftdruckes, der sich auf beiden Hemisphären in den Roßbreiten um die Erde schlingt. Nur die ungleiche Land- und Meerverteilung, insbesondere der asiatische Kontinent mit dem jahreszeitlich wechselnden hohen und tiefen Druck, stört einigermaßen den normalen Verlauf.

Auf die Ursache der Ablenkung des Passates hat zuerst Hadley hingewiesen und die Ursache des Luftdruckmaximums in den Roßbreiten hängt damit zusammen.

Die Erdrotation bewirkt, daß jeder auf der Erdoberfläche bewegte Körper auf der Nordhemisphäre nach rechts, auf der Südhemisphäre nach links abgelenkt wird. Wie bei dem Foucaultschen Pendelversuch das Pendel stets in derselben Ebene zu schwingen sucht, so sucht sich auch jeder Körper absolut im Raume geradlinig fortzubewegen. Da sich aber wegen der Erdrotation die Meridianebene gegen jene Gerade verschiebt, so macht es für einen mit der Erde sich bewegenden Beobachter den Eindruck, daß der bewegte Körper aus seiner ursprünglichen Richtung abweiche. Diese sogenannte „ablenkende Kraft der Erdrotation“ bewirkt, daß auf der Nordhemisphäre jede Kanonenkugel aus der geraden Linie ein wenig nach rechts abgelenkt wird, sie bewirkt, daß jeder Eisenbahnzug gegen die rechte Schiene stärker drückt, daß jeder Fluß das rechte Ufer stärker angreift, vor allem aber, daß jedes Luftteilchen nicht direkt vom hohen zum tiefen Druck sich bewegt, sondern nach rechts abgelenkt wird.[1])

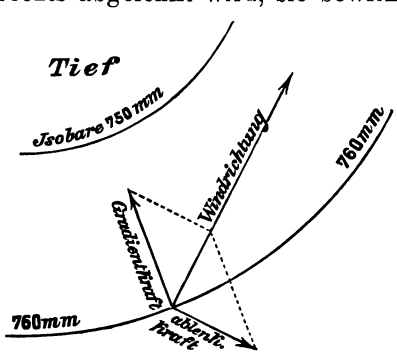


Fig. 28. Gesetz von Buys-Ballot.

Daher gilt auch ganz allgemein, daß der niedrige Luftdruck nicht in der Richtung des Windes liegt, er liegt vielmehr, wenn man in der Richtung des Windes blickt, immer links, freilich etwas nach vorne (Fig. 28). Es ist dies das sogenannte Buys-Ballotsche Windgesetz.

[1]) Die ablenkende Kraft der Erdrotation ist durch die Formel $2 v \omega \sin \varphi$ gegeben,

In dieser ablenkenden Kraft der Erdrotation lernen wir nun eine neue für alle Luftbewegungen, speziell für die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre äußerst wichtige Kraft kennen. Sie bewirkt die Ablenkung des Passates von der meridionalen Richtung, sie bewirkt, daß ein in der Höhe im Antipassat sich vom Äquator entfernendes Luftteilchen immer stärker gegen Osten gedrängt wird, in je höhere Breiten es vorrückt. Diese Zunahme der Westkomponente des Antipassates mit wachsender Breite hat nun aber eine weitere Konsequenz. Der Westkomponente der Geschwindigkeit des Antipassates entspricht auch eine äquatorwärts gerichtete Komponente der ablenkenden Kraft. Auch diese — der Gradientkraft entgegengesetzte — Kraft wächst, je weiter das Luftteilchen im Antipassat sich vom Äquator entfernt. In den Roßbreiten ist nun bereits diese Westkomponente der Luftbewegung und damit die äquatorwärts gerichtete Komponente der ablenkenden Kraft so groß geworden, daß sie der polwärts gerichteten Gradientkraft das Gleichgewicht hält. Das Luftteilchen bewegt sich nun nicht weiter polwärts, es tritt hier in den Roßbreiten eine Stauung ein, der Antipassat sinkt hier bis zur Erdoberfläche herab. Dies ist die Ursache des Gürtels hohen Druckes schon in den Roßbreiten. Das auf den Temperaturgegensatz zwischen Äquator und Pol zurückzuführende große Zirkulationssystem erstreckt sich daher auf beiden Hemisphären nur bis zu den Roßbreiten. Unten strömt im Passat die Luft dem heißen Gebiete zu; hier, in den Tropen, steigt sie empor, strömt in der Höhe im Antipassat gegen höhere Breiten, aber wegen der ablenkenden Kraft vermag sie nicht höher als zu den Roßbreiten zu gelangen, hier sinkt sie in den beiden Gürteln hohen Druckes wieder zur Erde herab. Jenseits der Roßbreiten bis zu den Polen haben wir im allgemeinen Durchschnitt westliche Winde, der gegen die Pole gerichteten Gradientkraft wird das Gleichgewicht gehalten durch die ablenkende Kraft der Erdrotation, die jeden Westwind gegen den Äquator drängt. Um beide Pole herum bis hinab zu den Roßbreiten haben wir daher zwei große Luftwirbel, es sind die sogenannten „Polarwirbel".

Als letzten Grund der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre finden wir wieder wie bei den anderen Zirkulationssystemen Temperaturunterschiede in horizontaler Richtung, sie verursachen zunächst die Hebung der Flächen gleichen Druckes im warmen Gebiet, damit Druckgegensätze; und diese letzteren verursachen in Verbindung mit der ablenkenden Kraft die Zirkulation. Weil aber der Gürtel höchster Temperatur sich im Laufe des Jahres verschiebt, in unserem Sommer auf der Nordhemisphäre, im Winter auf der Südhemisphäre liegt, so pendelt auch dieses Zirkulationssystem im Laufe des Jahres um den Äquator. Im Sommer liegt die äquatoreale Tiefdruckrinne (und mit ihr die beiden Gürtel hohen Druckes) etwas weiter nördlich, im Winter umgekehrt etwas südlicher.

Auch Terrainunterschiede können unter Umständen zu Luftbewegung Veranlassung geben. Dies sehen wir bei den „Berg- und Talwinden".

---

worin v die Windgeschwindigkeit, ω die Winkelgeschwindigkeit der Erde ($\omega = 0{\cdot}00007292$) und φ die geographische Breite ist. Diese Kraft wächst mit der Windgeschwindigkeit und mit der Breite.

Ist AB die ansteigende Talsohle Fig. 29, so wird im allgemeinen längs des Niveaus NN' der Luftdruck denselben Wert haben. Steigt nun die Temperatur, so wird sich die Luftsäule über einem Punkte M des Tales, die bis zum Niveau NN' reicht, also die Luftsäule MM' ausdehnen, und zwar um so mehr, je näher der Punkt M der Talmündung A liegt, denn um so länger ist die Säule. Die Fläche gleichen Druckes hebt sich somit

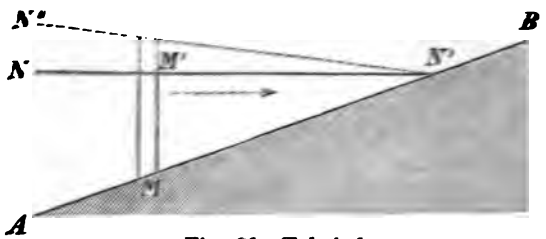


Fig. 29. Talwind.

über A und nimmt die Lage $N'N''$ an. Im Niveau NN' herrscht infolgedessen ein Gefälle von N gegen N'. Das ist der Talwind, der entsteht, wenn die Temperatur steigt, also besonders in den Vormittagstunden und um die Mittagszeit weht. Sinkt die Temperatur, dann senken sich umgekehrt die Flächen gleichen Druckes über A, es entsteht ein Wind vom Berg herab, der Bergwind, der insbesondere abends und in den Nachtstunden weht.

Nicht unerwähnt kann bleiben, daß auch der Luftdruck im Laufe des Tages sich ändert, und zwar eine doppelte Periode, zwei Maxima und zwei Minima binnen 24 Stunden aufweist. Auch diese Erscheinung ist auf die Temperaturunterschiede im Laufe des Tages zurückzuführen. Wir wollen uns auf diese Bemerkung beschränken, da die Erscheinung eine sehr komplizierte ist und geringe praktische Bedeutung besitzt.

§ 13. Der Kreislauf des Wassers.

Die Sonderstellung des Wasserdampfes, die große Rolle, welche er in der Atmosphäre spielt, wurden schon im § 8 und 11 beleuchtet. Die geringere Erwärmung des Ozeans durch die Sonnenstrahlung findet ja zum Teile ihre Erklärung darin, daß hier ein beträchtlicher Anteil von Energie zur Verdampfung des Wassers verbraucht wird. Aber auch der feste Erdboden faßt im allgemeinen bedeutende Mengen Wasser und wird dementsprechend bei jeder Temperatur durch Verdampfung Wasser an die Atmosphäre abgeben.

Unmittelbar über einer Wasserfläche wird bei Luftruhe die Luft sehr bald mit Wasserdampf gesättigt sein; und es würde die weitere Verdunstung des Wassers aufhören, wenn nicht durch Diffusion fortwährend von dieser der Wasseroberfläche aufliegenden Schichte Dampf an die oberen Luftschichten abgegeben würde. Bei vollkommener Luftruhe würde allein die Geschwindigkeit, mit welcher sich der Dampf durch Diffusion in der Atmosphäre ausbreitet, für die Verdampfungsgeschwindigkeit maßgebend sein; es würde dann die Verdunstung einer Wasserfläche ungemein langsam vor sich gehen. Es

ist auch klar, daß in diesem Falle von einer begrenzten Wasserfläche die inneren Teile, weil sie ringsum von beinahe gesättigter Luft umgeben sind, relativ wenig verdampfen würden, dagegen die Teile am Rande des Wasserbeckens relativ viel. Daher kommt es, daß, wie Stefan gezeigt hat, bei Luftruhe ein begrenztes Wasserbecken nicht seiner Oberfläche, sondern seinem Umfange proportional verdunstet.

In der Wirklichkeit kommen diese theoretischen Verhältnisse kaum je zur Geltung. Bei Wind wird erstlich immer eine gewisse Mischung der unteren Luftschichten hervorgerufen werden und dadurch der Dampf unvergleichlich rascher von der Wasseroberfläche entfernt werden als durch den Vorgang der Diffusion; vor allem aber werden durch den Wind immer neue ungesättigte Luftmengen über die Wasserfläche hinbewegt werden, und daher werden wenigstens kleine Wasserflächen bei Wind doch ihrer Fläche proportionale Wassermengen an die Luft abgeben. Bei größeren Becken wird freilich auch die bewegte Luft Zeit haben, Dampf aufzunehmen und es werden deshalb die äußersten, in der Richtung des Windes gelegenen Wasserflächen relativ weniger verdunsten.

Im offenen Meere erfolgt die Verdunstung der Fläche proportional; Wind und relative Feuchtigkeit sind für die Menge, welche verdampft, in erster Linie bestimmend. Dasselbe gilt auch für den festen Boden. Wenn derselbe viel Wasser enthält, wird er, insbesonders der bewachsene Boden, viel Dampf an die Atmosphäre abgeben. Der Boden trocknet aber dadurch aus, und es kann dann später nur so viel von der Oberfläche verdampfen, als durch die Kapillarkräfte aus der Tiefe zur Oberfläche gehoben wird. Wir sehen somit, daß über dem festen Lande der Prozeß der Verdampfung ein wesentlich anderer ist als über den Wasserflächen: über dem festen Lande ist das eigentlich Bestimmende für die Verdampfungsgeschwindigkeit die Wasserförderung aus dem Boden durch die Kapillarkräfte.

Wir sehen aus diesen Betrachtungen, daß der Verdampfungsvorgang ein recht verwickelter ist und daß Messungen der Verdampfung von kleinen Wasserflächen (mit den sogenannten „Evaporimetern", z. B. der Wildschen Verdunstungswage) wenig praktischen Wert besitzen und durchaus nicht geeignet sind, ein Maß für die wirkliche Verdunstung zu geben. So können wir denn auch die wirkliche Verdampfung nur ungefähr schätzen. Haughton schätzt die mittlere jährliche Verdunstung der Tropen über ihrer ganzen Fläche zu 1620 *mm*.

Außer durch Diffusion und die Luftmischung durch Wind wird der Wasserdampf auf festem Lande auch noch durch den Prozeß der Konvektion, den wir im § 11 besprochen haben, ziemlich rasch in die Höhe geschafft; außerdem bewirken in kräftiger Weise ein Emporheben des Wasserdampfes die großen vertikalen Luftkreisläufe, wie wir sie kennen lernten in der allgemeinen Zirkulation, in den Monsunen, Land- und Seewinden, und wie wir erst später einen solchen werden kennen lernen im Zirkulationsvorgang zwischen Barometermaximum und -minimum.

Zeitweise sehen wir diesen Dampf im Nebel und in Wolken sich wieder ausscheiden und wir haben schon im § 8 in der Abkühlung einer gesättigten Luftmasse die Ursache der Kondensation erkannt. So scheidet

sich nach klaren Nächten, wenn die Ausstrahlung des Erdbodens eine sehr kräftige war und dadurch auch die dem Boden aufliegenden Luftmassen stark erkalteten, der Dampf im sogenannten „Bodennebel" aus, und besonders bei Beckenlage, in Talkesseln, in welche die kalte, schwere Luft von allen Hängen herabsinkt und in denen sie wahre kalte Luftseen bilden, werden wir diesen Bodennebeln oft begegnen, sie sind hier eine Begleiterscheinung der „Temperaturumkehr", der wir schon auf S. 47 gedachten.

Auch über Seen und auf dem Meere begegnen wir dieser Nebelbildung bei Abkühlung. Durch sie erklärt sich auch die merkwürdige Erscheinung, daß im allgemeinen Durchschnitt die Luft über dem Meere durchaus nicht gesättigt ist. Man sollte dies eigentlich erwarten; man würde, wenn man Rücksicht auf den Umstand nimmt, daß über einer Salzlösung der Dampfdruck der Sättigung ein geringerer ist, wenigstens 98% relative Feuchtigkeit über dem offenen Meere erwarten; tatsächlich beobachten wir durchschnittlich viel niedrigere Feuchtigkeiten, nach Schott etwa 80%. Diese Erscheinung ist eben dadurch zu erklären, daß nur bei den niedrigsten Temperaturen die Luft gesättigt ist, bei ihnen wird aller andere Wasserdampf ausgeschieden; steigt dann die Temperatur, so geht die Verdampfung viel zu langsam vor sich, sie vermag mit der Temperatursteigerung nicht Schritt zu halten, und so haben wir im Durchschnitte über dem Meere Luft, die weit vom Sättigungspunkte entfernt ist.

Wenn nun auch immer Abkühlung einer gesättigten Luftmasse die Ursache der Kondensation ist, so können wir außer den Nebeln doch vielleicht nur noch die Schichtwolken durch Abkühlung infolge von Ausstrahlung erklären. Bei anderen Wolkenarten, vor allem bei Regen bietet Abkühlung durch Ausstrahlung keinen hinreichenden Erklärungsgrund. Lange Zeit zog man hierbei mit Hutton Mischung ungleich temperierter, gesättigter Luftmassen herbei. In der Tat entsteht durch Mischung solcher Luftmassen stets Kondensation, denn die wärmere gesättigte Luft wird bei der Mischung abgekühlt, scheidet also Wasser aus, die kältere wird erwärmt, vermag also Wasser in Dampfform aufzunehmen; da aber die wärmere Luft relativ viel mehr Dampf enthält, also bei der Abkühlung mehr ausscheidet, als die kältere bei der Erwärmung aufnimmt, so resultiert doch im ganzen bei der Mischung Kondensation. Pernter und Bezold haben aber gezeigt, daß niemals durch Mischung so viel kondensiert werden kann, als wir bei nur einigermaßen starken Regen beobachten. Die Hauptquelle der Kondensation haben wir also in einer andern Erscheinung zu suchen, und zwar, wie zuerst Hann nachwies, im Aufsteigen der Luft. Beim Aufsteigen kühlt sich Luft, wie wir S. 47 sahen, beträchtlich ab, weil der Druck geringer wird und sie sich infolgedessen ausdehnt. Jedes Aufsteigen von Luft wird also bewirken, daß sich die Luft zunächst mehr und mehr dem Sättigungspunkt nähert, schließlich aber bei genügend hohem Emporsteigen einen großen Teil ihres Wasserdampfes ausscheidet.

Daher kommt es, daß die Luvseiten der Gebirge, jene Seiten, gegen welche der Wind weht und an denen er emporsteigen muß, immer regenreicher sind als die Leeseiten. Daher ist das Salzkammergut, besonders das Traungebiet, so regenreich. Die vorwiegend aus Westnordwest oder Nord-

west kommende Luftströmung wird im Traungebiet sozusagen gefangen, gegen Westen ist ihr der Ausweg durch das Tennengebirge, gegen Osten durch das Tote Gebirge verlegt, im Süden stellt sich ihr der Dachstein entgegen und nur relativ eng sind die Übergänge, welche diese drei Gebirge verbinden. Immer neue Luft drängt aber von Nordwest nach, so ist sie hier gezwungen, emporzusteigen und ein gut Teil ihres Wasserdampfgehaltes auszuscheiden.

Daher kommt auch der Regenreichtum der Südseite des Krainer Schneeberges oder der Bocche di Cattaro. Den vorwiegend wehenden, dampfreichen Südostwinden, dem Scirocco, stellt sich hier wie da ein Gebirge entgegen und zwingt die Luft zum Emporsteigen.

Am schönsten sehen wir aber diese Erscheinung ausgesprochen in Indien. Im Sommer weht hier der Südwestmonsun und ihm stellt sich direkt die mächtige Kette des Himalaja entgegen. Darum ist der Sommer die Regenzeit Indiens, die Zeit der Überschwemmungen; darum liegt aber auch hier der regenreichste Ort der Erde, Cherrapunjie, woselbst durchschnittlich im Jahre, wie wir schon S. 13 hörten, 12.000 *mm* Regen fallen.

Wie hier der Südwestmonsun den Regen bringt, so kann unter Umständen auch der Passat zum Regenwind werden. Auf Hawai liegt Hilo am Fuße des Mauna-Loa im Luv des Passates, ist daher das ganze Jahr regenreich (3570 *mm*) und die stärksten Regen fallen, wenn der Passat am strengsten weht; das nicht allzu ferne Kailua im Luv hat dagegen nur 1340 *mm*. Viele ähnliche Beispiele ließen sich hier anreihen.

Auch bei den Berg- und Talwinden gibt der das Gebirge hinanwehende Bergwind durch sein Emporsteigen zu den Wolkenhauben Veranlassung, welche die höchsten Berggipfel zur warmen Tageszeit einhüllen und sich vielfach in den Nachmittagstunden bis zu lokalen Gewittern verdichten.

Und wenden wir nun unseren Blick der allgemeinen Zirkulation zu, so sehen wir in den Tropen die Kalmenzone, das Gebiet niedrigen Luftdruckes und aufsteigenden Luftstromes, das sich längs des Äquators rings um die Erde schlingt, durch einen Regengürtel und ein breites Band hoher Bewölkung kenntlich gemacht, während in den Roßbreiten, woselbst die Luft herabsteigt, also nicht bloß die Ursache zur Kondensation fehlt, sondern im Gegenteil die Luft beim Herabsteigen durch die kräftige Erwärmung von zirka 1° pro 100 *m* relativ sehr trocken ankommt, auf jeder Hemisphäre ein Gürtel niedriger Bewölkung und hoher Trockenheit vorhanden ist.

So steht in innigem Zusammenhang mit der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre ein Kreislauf des Wassers. In den wolkenarmen, sonnigen, relativ trockenen Hochdruckgebieten der Roßbreiten überwiegt die Verdunstung und, während die Luft von hier in den Passaten an der Erdoberfläche gegen den Äquator streicht, hat sie Gelegenheit, sich mehr und mehr mit Wasserdampf zu beladen. In der Tiefdruckrinne längs des Äquators, in dem trüben, regenreichen Kalmengürtel, wo die Luft emporsteigt, scheidet sie ihren Wassergehalt zu einem guten Teile in den tropischen Regengüssen wieder aus.

Die folgende kleine Tabelle gibt ein übersichtliches Bild des Zusammenhanges von Luftdruckverteilung, relativer Feuchtigkeit, Bewölkung und Regen.

N. 45°	35°	25°	15°	5°	5°	15°	25°	35°	45° S.
Luftdruck in Millimetern:									
761·5	**62·4**	60·4	58·3	58·0*	58·3	60·2	**63·2**	62·4	57·3
Relative Feuchtigkeit in Prozenten:									
74	70*	71	76	79	**81**	78	77*	79	81
Bewölkung in Prozenten:									
54	46	40*	43	55	**59**	52	45*	49	61
Regenmenge in Zentimetern:									
57	55*	68	95	**197**	189	123	65*	70	106
Salzgehalt an der Oberfläche des Atlantik in Prozenten:									
3·51	**·61**	**·61**	·54	·47*	·57	**·67**	·61	·53	·47

Wir haben am Schlusse noch einige Zahlen beigefügt, welche das Verhalten des Salzgehaltes an der Meeresoberfläche illustrieren. Im Kalmengürtel, wo im kräftigen Niederschlag ein fortwährender Zufluß süßen Wassers erfolgt, ist der Salzgehalt am geringsten; in den trockenen Roßbreiten überwiegt dagegen so sehr die Verdunstung, daß sich an der Oberfläche eine größere Konzentration der Salzlösung herstellt, freilich etwas gegen den Äquator hin verschoben bis in das Passatgebiet, denn es wird ja die Verdunstung ihren höchsten Wert dort erreichen, wo eine größere Luftbewegung mit größerer Trockenheit der Luft zusammentrifft.

Und, wie wir über dem Meere im Salzgehalt die Spuren dieses allgemeinen Kreislaufes des Wassers vorfinden, so sehen wir über dem Lande die trockenen Hochdruckgebiete von Steppen und Wüsten begleitet, während das regenreiche Kalmengebiet in allen Weltteilen eine üppige Tropenvegetation hervorruft. Afrika wird uns dafür das schönste Beispiel liefern.

Besonders jene Gebiete, über denen im Winter das Hochdruckgebiet der Roßbreiten lagert, denen die für die Erhaltung der Bodenfeuchtigkeit so wichtigen Winterniederschläge fehlen, werden dadurch zur Wüste oder doch zur Steppe. So sehen wir auf der Nordhemisphäre längs des subtropischen Gürtels hohen Druckes in Nordamerika die westlichen Teile der Vereinigten Staaten von Wüste und Steppe bedeckt, ganz Nordafrika bedeckt die Sahara, und an sie schließt sich an das Wüstengebiet Arabiens, von Iran und Turkestan, die südrussischen Steppen bis zur Wüste Gobi. Und nicht anders liegen die Verhältnisse auf der Südhemisphäre. Hier begegnen wir den Wüsten und Pampas Südamerikas, in Südafrika der Kalahariwüste und auch das ganze Innere Australiens bedeckt Wüste und Steppe.

In den höheren Breiten, im Gebiet der vorwiegend westlichen Winde, findet der Kreislauf des Wassers hauptsächlich zwischen Meer und Kontinent statt. Auf dem Ozean überwiegt die Verdunstung, die westlichen Winde tragen den Dampf zum Kontinent und überall dort, wo Bergketten die westlichen Winde zum Emporsteigen zwingen, an der Luvseite der Gebirge, scheidet sich der Wasserdampf aus, um im tosenden Gebirgsbach wieder dem Meere zuzustreben.

III. Wetter und Klima.

§ 14. Das Wetter und seine Darstellung.

Wir haben bisher die einzelnen meteorologischen Elemente für sich, ihre zeitlichen und örtlichen Unterschiede und die Ursachen dieser letzteren besprochen. Menschen, Tiere und Pflanzen erscheinen aber nicht so sehr abhängig von diesem oder jenem meteorologischen Elemente; ihr Wohlbefinden, ihr Gedeihen und ihre Lebensbedingungen sind vielmehr durch das charakteristische Nebeneinander, durch die Gesamtheit der gleichzeitig vorhandenen meteorologischen Elemente bedingt. Der Eindruck, den diese Gesamtheit aller atmosphärischen Erscheinungen in einem gegebenen Augenblicke auf uns macht, „das Zusammenspiel aller meteorologischen Elemente zu einer bestimmten Zeit an einem bestimmten Orte, liefert das, was wir „das Wetter“ nennen“ (Hann.).

Vielfach ändert sich dieses Bild nur wenig; mit einer in unseren Gegenden unbekannten Regelmäßigkeit und Gesetzmäßigkeit sehen wir in den Tropen, besonders in der Passatregion, Temperatur, Luftdruck und Wind, aber auch die Ansicht des Himmels sich periodisch ändern; ein Tag gleicht dem andern, kein Kaltwettereinbruch, kein Witterungsumschlag stört die Eintönigkeit des Verlaufes der atmosphärischen Vorgänge. In unseren Gegenden ist im Gegenteil die Gleichförmigkeit des Wetterverlaufes nur während einer Woche schon eine verhältnismäßig seltene Erscheinung und um so plötzlicher und energischer erfolgt der Umschwung. Fortwährender Wechsel, wenigstens scheinbar ohne Regel und Gesetz, ist das Charakteristische für das Wetter unserer Gegenden.

Tief einschneidend ist aber solch plötzlicher Wechsel für das praktische Leben; ein Kälterückfall im Mai nach einer Periode warmen Frühlingswetters, unter dessen Einflusse die Vegetation sich bereits stark entwickelte, ein Hagelschlag, wenn alles in voller Blüte steht, bringen, wie langdauernde Regenfälle zur Zeit der Ernte, den Landmann um den Lohn seiner Mühe und Arbeit, ein Witterungsumschlag im Hochgebirge bringt unter Umständen den hier Erholung suchenden Touristen geradezu in Lebensgefahr.

Frühzeitig suchte man denn auch nach Anzeichen bevorstehenden Wetterwechsels und in zahllosen „Wetterregeln“, die teilweise schon Theophrast, Aratus, Virgil und Plinius bekannt waren, hat das Volk seine Beobachtungen in vielfach allerdings nicht einwandfreier Form niedergelegt. Oft und oft mußten sich ja auch dem aufmerksamen Beobachter Analogien im Wetterverlauf aufdrängen, er konnte nicht selten unzweifelhafte Einflüsse der Örtlichkeit auf das Wetter beobachten; was Wunder, wenn er sich dann in dem Glauben wiegte, es lasse sich das kommende Wetter als eine Folgeerscheinung jener Vorgänge auffassen, die sich an seinem Aufenthaltsorte abspielten?

Vor allem konnte ihm nicht der innige Zusammenhang zwischen Wetter und Wind verborgen bleiben und in der Tat ist er auch schon im Altertume bekannt und heute eine auch dem Volke geläufige Erscheinung. Fassen wir unsere Gegenden ins Auge, so möge nur an den ganz bestimmten Wettertypus erinnert werden, der in West- und Mitteleuropa nördlich der Alpenkette an den Westwind geknüpft erscheint. Bei Westwind haben wir hier überall trübes, feuchtes, regnerisches Wetter, im Winter abnorm mild, im Sommer dagegen verhältnismäßig kühl. Gerade umgekehrt verhält sich der aus dem Kontinent wehende Nordost, im Winter empfindlich kalt, im Sommer warm, stets trocken und arm an Bewölkung und Niederschlägen.

Die folgende kleine Übersicht der Beträge, um welche die Temperatur im Durchschnitt bei jeder einzelnen Windrichtung vom Normalstande abweicht („thermische Windrose“), für Mitteleuropa und die gleiche Übersicht der durchschnittlichen Bewölkung in Prozenten („nephische Windrose“) und der Regenwahrscheinlichkeit bei jeder Windrichtung für Westeuropa zeigt uns diesen Zusammenhang sehr schön:

Thermische Windrose (Mitteleuropa).

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Winter:	—3·0	—3·9*	—3·2	—1·3	1·3	**3·1**	2·4	—0·4
Sommer:	—0·1	0·9	1·7	**2·2**	1·7	0·2	—1·0	—1·0*

Nephische Windrose (Westeuropa).

Jahr:	41	40	36*	43	55	**65**	63	55

Regenwahrscheinlichkeit.

Jahr:	26	20*	24	37	50	**53**	40	30

Selbst rein lokalen Winden entspricht ein bestimmter Witterungstypus, so dem Föhn der nördlichen Alpentäler, der Bora des Karstes, dem Scirocco der Adria usw. Wenn nun dem Westwinde ein ganz charakteristisches „Westwetter“, dem Südwinde der nördlichen Alpentäler ein charakteristisches „Föhnwetter“ entspricht, und wenn wir weiter beobachten, daß sich der kommende Wind zuerst in der Höhe zeigt, ist es dann nicht vollkommen berechtigt, wenn wir beispielsweise in Deutschland das Auftreten westöstlich ziehender Cirruswolken als Vorzeichen von Westwetter, das Auftreten südnördlich ziehender Wolken in Nordtirol als Vorzeichen von Föhnwetter

ansehen? Und wenn wir das Auftreten von Wolken in jener Gegend, aus welcher erfahrungsgemäß das schlechte Wetter kommt („Wetterwinkel"), als Vorzeichen schlechten Wetters ansehen, ist diese Auffassung zu verwerfen?

Bis zu einem gewissen Grade sind solche Regeln in der Tat auch richtig; aber sie sind weit entfernt, untrüglich zu sein; sie versagen gelegentlich, weil der einzelne individuelle Fall oft beträchtlich von der Durchschnittsregel abweicht.

Noch eine andere, interessante Beobachtung schien diesem Zusammenhang zwischen Wetter und Wind die höchste praktische Bedeutung für die Wettervorhersage zu geben. Schon Baco und später Kant haben darauf hingewiesen, daß die Winde, welche zunächst aus Nord wehen, im allgemeinen über NE, E, S und W die Kompaßrichtungen durchlaufen. Dove hat durch ein großes statistisches Material die Richtigkeit dieses Umlaufens des Windes mit der Sonne, das sogenannte „Drehungsgesetz der Winde", gestützt, und damit hat jener Standpunkt, daß das kommende Wetter als eine Folgeerscheinung des gegenwärtigen aufgefaßt und dementsprechend der Zusammenhang des Wetters aus der Beobachtung des Nacheinander am selben Orte verstanden werden könne, auch Eingang in die Wissenschaft gefunden und dieselbe lange, wenigstens in Europa, beherrscht.

Es ist aber wohl zu beachten, daß dieses Drehungsgesetz sich allein auf statistischem Wege ergeben hat, es gilt nicht für jeden individuellen Fall, sondern es kommt nur im Durchschnitte die Drehung mit der Sonne häufiger vor als die entgegengesetzte, und auch dies ist noch abhängig von der Örtlichkeit. In zahllosen Fällen versagt das „Gesetz". Wir werden auch später noch näher sehen, daß das Dovesche Winddrehungsgesetz weit davon entfernt ist, überhaupt eine Gesetzmäßigkeit darzustellen, daß es vielmehr nur eine Regel, sogar eine an Ausnahmen sehr reiche Regel ist, die sich in gar nichts vom Range der gewöhnlichen populären Wetterregeln unterscheidet.

Noch eine andere solche Regel können wir hier nicht übergehen. Sehr bald als Toricelli das Barometer erfunden hatte, entdeckte man schon den veränderlichen Stand desselben und machte die Bemerkung, daß ein besonders tiefer Stand heftiger Luftbewegung vorausgehe. Schon Otto von Guericke, dem Erfinder der Luftpumpe, war diese Erscheinung geläufig und als er einmal in Magdeburg an seinem Barometer einen abnorm tiefen Barometerstand ablas, bemerkte er zu seiner Umgebung, daß wohl in der Nähe ein heftiger Sturm herrschen müsse. Es dauerte nur wenige Stunden und der Sturm brach herein. Es war die erste Vorhersage auf Grund des Barometers! Auch heute noch ist es eine der angesehensten populären Wetterregeln, daß sehr tiefer Barometerstand Sturm, überhaupt Fallen des Barometers bevorstehendes schlechtes Wetter bedeute.

Damit gelangen wir zu einer neuen fundamentalen Beziehung der Meteorologie, dem Zusammenhang zwischen Luftdruck und Wind, aber auch zugleich zu einem lang umstrittenen Problem: Ist der Luftdruck vom Winde abhängig? oder umgekehrt der Wind vom Luftdruck? Dove glaubte die Frage in ersterem Sinne beantworten zu müssen. Nach ihm verursacht

Temperaturgegensatz Wind, die warme Luft steigt auf, die kalte schiebt sich unten ein. Das Hereinbrechen der warmen, leichten Luft bringt das Barometer zum Fallen, jenes der kalten, schwereren Luft verursacht sein Steigen. Der Wind verursacht die Änderungen des Luftdruckes. Die Erfahrung hat diese Dovesche Auffassung als unrichtig erwiesen. Als man der Ursache nachspürte, warum denn die kalte Luft unter die warme sich einschiebe, fand man, daß der Temperaturgegensatz erst Luftdruckunterschiede erzeugen müsse und dann infolge dieser erst die Zirkulation eintrete. Bei Besprechung der Land- und Seewinde, der Monsune und der allgemeinen Zirkulation im § 12 haben wir bereits einen Einblick in jenen Vorgang, der besonders von Hann klargestellt wurde, gewonnen. Die Aufdeckung der Ursache der Luftbewegung zeigte den Druckunterschied als das Primäre und zeigte damit den Widerspruch im Doveschen System.

Möglich wurde aber eine derartige Aufklärung des Zusammenhanges zwischen Luftdruck und Wind erst, als man die Betrachtung der zeitlichen Aufeinanderfolge der Erscheinungen an demselben Ort nach der rein statistischen Methode aufgab, und statt dessen das gleichzeitig nebeneinander Vorhandene studierte. Wir haben schon früher gesehen, daß diese sogenannte synoptische Methode auf Brandes zurückgeht.

Er ging direkt darauf aus, den Zusammenhang zwischen Luftdruck und Wind zu untersuchen; und da zu seiner Zeit (1820) kein meteorologisches Beobachtungsnetz vorhanden war, griff er zurück auf das in den „Mannheimer Ephemeriden“ niedergelegte Beobachtungsmaterial der Societas Palatina. Da in einem der Beobachtungsjahre, im Jahre 1783 am 6. März in Europa ein heftiger Sturm gewütet hatte, ging er daran, für diesen Tag die Wind- und Luftdruckverhältnisse zu studieren. Überall war der Luftdruck ein abnorm niedriger gewesen und, indem er nun für alle Beobachtungsorte die Abweichung des Luftdruckes vom Normalstande ermittelte, machte er sich von der Druckabnahme wegen der Höhe der meteorologischen Station nahezu unabhängig und erhielt für alle Orte ein wirklich vergleichbares Material. Im Kanal La Manche war die Druckanomalie am größten (vgl. Fig. 30), hier stand das Barometer 17 Pariser Linien unter dem Normalstande und von hier aus nahm der Luftdruck nach allen Seiten ziemlich regelmäßig zu. Wenn man alle Punkte, an denen die Luftdruckabweichung denselben Wert hat, durch eine Linie (Isobare) verbindet, erhält man ein klares und übersichtliches Bild. Wir sehen aber auch, wie in diesem Gebiete niedrigen Luftdruckes (heute nennen wir ein solches Gebiet eine „Depression“) die Luft zirkuliert. Die Pfeile lehren uns, daß die Luft schief gegen die Isobaren weht, daß eigentlich zweierlei Bewegungen vorhanden sind, eine Wirbelbewegung um das Gebiet niedrigsten Druckes und daneben ein Einströmen der Luft in dieses Gebiet, eine Bewegung vom höheren zum tieferen Druck. Brandes legte auf die letztere Bewegung das Hauptgewicht, die Luft bewegt sich so, daß sie das Defizit auszufüllen strebt; sie strömt aber nicht direkt vom hohen zum tiefen Druck, weil die ablenkende Kraft der Erdrotation sie daran hindert; so bewegen sich die Luftteilchen in immer enger werdenden Spiralen dem Zentrum tiefsten Druckes zu. In der Poebene, woselbst wir ein zweites Gebiet relativ niedrigen

Druckes vor uns haben, sehen wir auch nördlich davon die entsprechende Anomalie des Windes.

Brandes behandelte auf die gleiche Weise auch die große barometrische Depression vom 24. und 26. Dezember 1821 und jeden einzelnen Tag des Jahres 1783. Er hat damit nicht nur die ganze Tragweite der synoptischen Darstellung in ein helles Licht gestellt, er war sich auch darüber klar, daß die Richtung des Windes und damit das Wetter durch die Druckverteilung bestimmt sei, daß vor allem die Druckdifferenz in Verbindung mit der ablenkenden Kraft der Erdrotation die Ursache des wirbelartigen Einströmens der Luft in die Depression sei.

Fig. 30.

Der heftige Kampf, welchen Dove gegen diese, aus der Erfahrung abgeleiteten Grundlagen der Dynamik der Atmosphäre und der Wetterlehre geführt hat, brachte es mit sich, daß die Arbeiten von Brandes wenig beachtet, ja vergessen wurden, und erst nach 20 oder 30 Jahren — wenigstens in Europa — wieder neu entdeckt werden mußten durch Buys Ballot!

Hat so die Anwendung der synoptischen Methode auf besonders interessante, vereinzelte Witterungsereignisse der Vergangenheit auch mit einem Male einen klareren Einblick in den physikalischen Zusammenhang der Erscheinungen gewährt, so war doch mit der synchronen kartographischen Darstellung des Wetters allein für die Wettervorhersage wenig gewonnen. Bei der raschen Veränderlichkeit des Wetters konnte daraus nur dann für

die Praxis ein Erfolg zu erwarten sein, wenn es gelingen konnte, rasch die Beobachtungen über einen großen Teil von Europa einer Zentralstelle zu übermitteln.

Schon den berühmten französischen Forschern Lamarck und Lavoisier schwebte um 1780 ein solcher praktischer Wetterdienst vor[1]), aber, wenn auch hierfür Romme die Verwendung des optischen Telegraphen in Vorschlag gebracht hatte, kann es doch kaum einem Zweifel unterliegen, daß der Plan in der damaligen Zeit nicht ausführbar gewesen wäre. Erst mit der Erfindung des elektrischen Telegraphen war diese Möglichkeit gegeben, und gar bald (1842) schlug auch Kreil die Verwendung des Telegraphen für den praktischen Wetterdienst vor. Sechs Jahre später tauchte der Plan in England auf und hier hat ihn auch Glaisher zum ersten Male realisiert. Auf seine Veranlassung erschien am 14. Juni 1849 in der englischen Zeitung „Daily News" die erste, auf telegraphierten Beobachtungen beruhende Wetterkarte. Es sollte dies ein Muster sein, um die praktische Ausführbarkeit zu zeigen; gelegentlich der Weltausstellung 1851 in London wurden dann solche Wetterkarten vom 8. August bis 11. Oktober von der Telegraphenverwaltung täglich ausgestellt, um die Leistungsfähigkeit des Telegraphen zu demonstrieren; und sie lehrten nun auch in der Tat die Möglichkeit einer fortlaufenden Reihe täglicher Berichte.

Daß es dann wirklich zu einer regelmäßigen Herausgabe derselben zum Zwecke der Prognose kam, verdankt man einem kriegerischen Ereignisse. Während des Krimkrieges wurde durch einen heftigen Sturm am 14. November 1854 das neue französische Linienschiff Henry IV. zerstört. An Leverrier erging die Anfrage, ob es nicht möglich gewesen wäre, bei geeigneten Maßnahmen den Sturm vorherzusehen, und in der Tat stellte es sich heraus, daß das Sturmfeld binnen drei Tagen quer durch Europa gezogen war, daß man durch telegraphische Berichte vom ersten und zweiten Tag über sein Auftreten und über seine Bahn hätte Kenntnis erhalten und sein zu erwartendes Auftreten in der Krim für den dritten Tag hätte prognostizieren können. So ist es gekommen, daß Leverrier den Auftrag bekam, in Frankreich einen telegraphischen Wetterdienst einzuführen, und daß Frankreich das erste Land wurde, in dem fortlaufend seit dem 16. September 1863 bis auf den heutigen Tag eine tägliche Wetterkarte herausgegeben wird. Allmählich folgten nun auch die anderen Länder und heute wird beinahe von jedem Lande eine solche Wetterkarte herausgegeben. Sie liefert ein vollständiges Bild der Wetterverteilung in Europa. Für eine große Zahl von Stationen, deren Lage durch kleine Kreise markiert ist, wird der Grad der Bewölkung durch Leerlassen oder Ausfüllen der Kreise zu ein, zwei, drei oder vier Viertel angezeigt. Beigesetzte Zeichen, wie ⁝ ✱ ≡ ⊼ belehren uns, ob zur Zeit der Beobachtung hier Regen, Schnee, Nebel oder Gewitter beobachtet wurde; kleine Zahlen geben uns die Temperatur, beigesetzte Pfeile durch ihre Richtung und Befiederung die Richtung und

[1]) Vermutlich war es der von Lavoisier entworfene, durch die französische Revolution vereitelte Plan, der in Deutschland die Gründung des Beobachtungsnetzes der Mannheimer Societas Palatina angeregt hat.

Stärke des Windes an. Vor allem aber liefert uns die Wetterkarte ein Bild der Luftdruckverteilung durch die Isobaren oder Linien gleichen Luftdruckes. Nur pflegt man dabei heute nicht mehr wie Brandes den Luftdruck durch die Abweichungen vom Mittel darzustellen, man zieht es vor, um die einzelnen Ablesungen streng vergleichbar zu machen, alle Barometerangaben auf dasselbe Niveau zu reduzieren (vgl. dazu S. 49). So gibt uns die Wetterkarte eigentlich die Druckverteilung, wie wir sie in einem und demselben Niveau beobachten würden. Man hat willkürlich als dieses Niveau, auf welches man alle Ablesungen reduziert, das Meeresniveau gewählt.

Für das Studium der Luftdruckänderungen sind aber Karten, welche sich nur über Europa erstrecken, kaum hinreichend; deshalb wird seit Dezember 1873 mit Benutzung der Schiffsbeobachtungen und der Beobachtungen in außereuropäischen Ländern von dem dänischen meteorologischen Institut und der Hamburger Seewarte nachträglich eine Wetterkarte herausgegeben, die auch einen Teil von Amerika, den Atlantischen Ozean und das asiatische Rußland umfaßt. Nach ihrem Begründer heißen diese Karten gewöhnlich die „Hoffmeyerschen Karten".

§ 15. Luftdruckverteilung und Wetter.

Wie erwähnt, war schon Brandes durch die synoptische Betrachtung des Wetters aller Tage des Jahres 1783 zu dem Ergebnis gekommen, daß der Wind und mit dem Winde auch das Wetter durch die Verteilung des Luftdruckes bestimmt sei. Buys Ballot kam etwa 30 Jahre später zu demselben Ergebnis, er sprach nur die Tatsache des Zusammenhanges zwischen Wind und Luftdruckverteilung präziser aus, indem er behauptete, daß es sich nicht bloß bei Stürmen, sondern auch bei leichten Luftbewegungen um atmosphärische Wirbel handle.

Die täglich erscheinenden Wetterkarten boten zur Prüfung dieser Auffassung ein überreiches Material und dieses hat denn auch bis zur Evidenz erwiesen, daß die Luftdruckverteilung der erste und hauptsächlich in Betracht kommende Faktor ist, welcher den Charakter des Wetters bestimmt.

a) Schönwetter- und Gewittersituation. Wenn wir an einem Orte in Mitteleuropa (wir wollen der Einfachheit halber aber lieber solche Orte ausschließen, welche in einem Talbecken gelegen sind) genaue Aufzeichnungen des Wetters machen, dann werden wir nicht selten Tage finden, die sich im allgemeinen Charakter des Wetters nicht viel voneinander unterscheiden. Wir wollen uns speziell jene Tage heraussuchen, an denen den ganzen Tag über ein wolkenloser Himmel geherrscht hat. Im Winter werden wir solcher Tage nicht so wenig finden, im Frühjahr und Herbst werden sie seltener, im Sommer nur in geringer Zahl vertreten sein. Wenn wir uns nun von all diesen Tagen die entsprechenden Wetterkarten heraussuchen, dann werden wir überrascht durch die Ähnlichkeit, welche auch die Druckverteilung an allen diesen heiteren Tagen aufweist. Zwar werden die Wetterkarten in Einzelheiten nicht unwesentlich voneinander abweichen, aber in einem Punkte werden sie alle untereinander übereinstimmen, es wird der

betreffende Ort von Mitteleuropa, wie es die nebenstehende Karte vom 30. Mai 1895 (Fig. 31) zeigt, immer in einem Gebiete liegen, in welchem der Luftdruck höher ist als ringsherum, es wird Mitteleuropa bedeckt sein von einem Barometermaximum oder, wie man sich auch hie und da ausdrückt, einem Hochdruckgebiet oder einer Antizyklone. Es ist nicht nötig, daß der betreffende Ort gerade im zentralen Teile des hohen Druckes liegt, aber er wird gewiß innerhalb jenes Gebietes liegen, in dem die Isobaren als mehr oder weniger kreisförmige, in sich geschlossene Linien den Kern des Maximums umfassen.

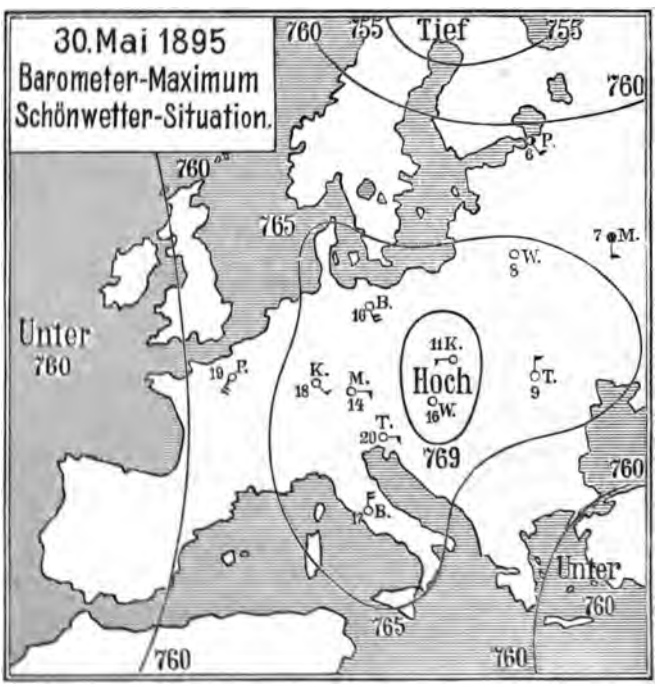


Fig. 31.

Es gilt aber auch mit einer gewissen Einschränkung, auf die wir sogleich zu sprechen kommen, das Umgekehrte. Wenn immer wir auf der Wetterkarte ein ausgesprochenes Hochdruckgebiet vorfinden, dann wird innerhalb desselben fast windstilles Wetter herrschen, nur an den Rändern werden wir ein schwaches Ausströmen der Luft, mit gelinder Abweichung nach rechts, beobachten und wolkenloser Himmel wird das eigentliche Charakteristikum für das Wetter in einem solchen Barometermaximum sein. Infolge des heiteren Himmels wird die Strahlung kräftig entfaltet sein, bei Tag wird unter dem Einflusse der Insolation die Temperatur ziemlich hoch ansteigen, bei Nacht wird sie bei ungehinderter Ausstrahlung beträchtlich sinken. Große tägliche Temperaturamplituden werden diesen Wettertypus auszeichnen, besonders im Frühjahr und Herbst, wenn sowohl Tag wie Nacht eine beträchtliche Länge aufweisen. Im Sommer, wenn die Nächte

kurz sind, überwiegt die Insolation während des langen Tages, solche Tage werden wärmer schließen als sie begannen, es werden im allgemeinen Tage in einem Barometermaximum sich im Sommer durch hohe Temperaturen auszeichnen; gerade das Umgekehrte wird stattfinden im Winter, die überwiegende Ausstrahlung während einer langen, wolkenlosen Winternacht wird auch die Durchschnittstemperatur solcher Tage bedeutend herabdrücken.

Mit dieser Ausstrahlung bei Nacht hängt nun auch jene Einschränkung zusammen, welche wir oben erwähnten. Wenn die Temperatur des Erdbodens und dadurch mittelbar die Temperatur der untersten Luftschichten durch ungehinderte Ausstrahlung bedeutend sinkt, dann kann es geschehen, daß diese Luftschichten bis unter ihren Sättigungspunkt erkalten, daß sie ihren Wasserdampfgehalt nicht mehr völlig zu fassen vermögen, daß Nebelbildung eintritt. So entstehen in Tälern und besonders in Becken, aus denen die erkaltete Luft nicht abströmen kann, die Bodennebel, die nachts und besonders in den ersten Frühstunden im Frühjahr und Herbst die Niederung bedecken, während darüber ein wolkenloser Himmel herrscht. In § 13 auf S. 58 haben wir dieser Erscheinung schon gedacht. Im Winter, wenn die Tage kurz sind, kann die Insolation manchmal gar nicht hinreichen, den Nebel wieder aufzulösen, dann bleibt im Innern eines Barometermaximums die Niederung manchmal tage-, ja wochenlang mit einer dünnen Nebelschichte bedeckt. Hierauf beruht z. B. der große Gegensatz in der Zahl der heiteren Tage im Winter zwischen Semmering und Wien. Wien steckt in jenem Nebelmeer, welches das Wiener und Wiener-Neustädter Becken an solchen Tagen bedeckt, der Semmering ragt daraus hervor und erfreut sich einer Reihe der schönsten, wolkenlosen, sonnenhellen Wintertage. Noch viel schärfer äußert sich aber dieser Gegensatz im Kärntner Becken, etwa zwischen Klagenfurt und Obir. Klagenfurt ist im Winter während eines Barometermaximums fast stets in Nebel eingehüllt, es liegt in einem der schon auf S. 58 besprochenen „kalten Luftseen"; und so kommt es, daß unter 100 ganz heiteren Tagen auf dem Obir in dem unmittelbar darunter gelegenen Klagenfurt volle 80 Tage trüb sind!

Abgesehen von dieser sich von selbst ergebenden Ausnahme für manche Örtlichkeiten in der Niederung, besonders für Beckenlage, können wir aber allgemein aussprechen: im Innern eines Barometermaximums haben wir wolkenloses Wetter, wir haben das charakteristische „Strahlungswetter".

Es wird uns auch nicht schwer, diese Tatsache zu erklären. Wie erwähnt, beobachten wir unten an den Rändern des Barometermaximums eine leise ausströmende Bewegung. In der Höhe verraten uns aber die Cirruswolken, die am Rande der Maxima hie und da auftreten, die sich gegen das Zentrum hin bewegen, aber gar bald wieder auflösen, daß umgekehrt oben eine einströmende Luftbewegung vorhanden ist. Wir erhalten also eine Zirkulation im Maximum, wie sie nebenstehende Figur (Fig. 32) uns andeutet; oben ein Einströmen von allen Seiten, unten ein Ausströmen, also im Innern eine absteigende Bewegung. Wir

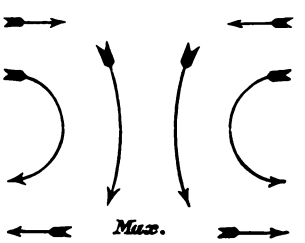


Fig. 32. Zirkulation im Barometermaximum.

hörten aber schon (S. 59), daß Gebiete mit absteigender Luftbewegung sich durch Wolkenarmut und Trockenheit auszeichnen, daß bei absteigender Bewegung die Luft sich kräftig erwärme, also nicht bloß die Ursache zur Kondensation fehle, sondern auch eventuell vorhandene Wolkenpartien dabei gewiß rasch verdampfen und sich auflösen.

Ziemlich selten sind, besonders in gebirgigen Gegenden, vollkommen wolkenlose Tage im Sommer. Wenn sie einmal auftreten, sehen wir stets, daß das Barometermaximum außerordentlich intensiv entwickelt ist. Bei minder ausgeprägten Hochdruckgebieten sehen wir im Sommer, um Mittag wenigstens, eine leichte Bewölkung auftreten, wir sehen an dominierenden Bergen sich Wolkenhauben bilden, ja unter Umständen kommt es sogar zu lokaler Gewitterbildung. Diese Bildung der Wolkenhauben hängt mit dem schon im § 12 besprochenen talaufwärts wehenden Winde, dem sogenannten Talwinde zusammen, der gerade an schönen Tagen, bei rasch ansteigender Temperatur sich besonders kräftig entfalten wird. Beim Aufsteigen kühlt sich aber die Luft unter Umständen bis unter den Sättigungspunkt ab und dann entstehen schon in den Vormittagstunden um die Berggipfel Wolkenhauben, die mehr und mehr anwachsen, schließlich zusammenfließen und sich zu einem lokalen Nachmittaggewitter ausbilden. Das Aufsteigen der Luft am Berghang ist die Ursache davon und die Bildung dieser Wolkenhauben wird nur dann unterbleiben, wenn die absteigende Bewegung im Maximum viel kräftiger als diese lokale aufsteigende Bewegung ist. Dies wird nur in sehr stark ausgebildeten Hochdruckgebieten der Fall sein, in schwächeren Gebilden wird im Sommer die lokale aufsteigende Bewegung stets überwiegen und darum wird es auch im Barometermaximum im Sommer zu einer leichten Nachmittagsbewölkung kommen. Ist das Barometermaximum nur sehr schwach ausgeprägt, ist die Druckverteilung also eine sehr gleichförmige, dann ist im Sommer Gewitterbildung geradezu Regel. Gleichförmige Druckverteilung im Sommer über einem größeren Gebiet,[1]) selbst bei relativ hohem Luftdrucke, ist die charakteristische Situation für lokale Gewitterbildung. Die fehlende Bewölkung in den Frühstunden läßt durch gute Ausbildung des aufsteigenden Talwindes, wie überhaupt durch kräftige lokale Erwärmung um die Nachmittagstunden Störung des Gleichgewichtes und damit intensives Aufsteigen der Luft zu. Nur in ausgesprochenen Hochdruckgebieten ist die allgemein absteigende Bewegung groß genug, um auch dieses lokale Aufsteigen zu unterdrücken.

So lernen wir schon für eine große Gruppe von Tagen einen innigen Zusammenhang kennen zwischen Luftdruckverteilung und Wetter. Jedes Barometermaximum ist ausgezeichnet durch schönes wolkenloses Wetter, die Strahlung bestimmt hier den Charakter des Wetters. Nur ist zu beachten: während der kälteren Jahreszeit kann in der Niederung lokale Nebelbildung diesen Charakter modifizieren, während der wärmeren Jahreszeit kann es besonders in Gebirgsgegenden und in schwach ausgeprägten Antizyklonen zu leichter Nachmittagsbewölkung, ja sogar zu lokaler Gewitterbildung kommen. Bei sehr gleichförmiger Druckverteilung ist solche lokale Gewitterbildung geradezu Regel.

[1]) Oft betragen die größten Druckunterschiede in Europa nur 10 *mm*.

b) Schlechtwettersituation. Wenn wir in der gleichen Weise die Wetterkarten für alle jene Tage zusammenstellen, an denen schlechtes Wetter mit Niederschlag beobachtet wurde, ist die Verschiedenheit der einzelnen Karten voneinander zwar eine noch größere, aber doch ergibt sich wieder ein gemeinsames Moment: der betreffende Ort liegt immer in einem Gebiete tiefen Druckes.

Selten kommt es vor, daß ein solches Tiefdruckgebiet oder, wie man auch sagt, eine Depression, Barometerminimum oder Zyklone, über Mitteleuropa lagert. Meist ziehen diese Gebiete, in denen der Luftdruck niedriger ist als ringsherum, im Norden von Europa, meist von Groß-

Fig. 33.

britannien über Dänemark oder Skandinavien nach Osten. Vielfach geschieht es aber dann, daß gleichzeitig über Norditalien oder der nördlichen Adria eine zweite Depression entsteht, die dann, mit der ersten vereinigt, eine Rinne tiefen Druckes quer über Mitteleuropa darstellt. Die Wetterkarte vom 16. Mai 1895 (Fig. 33) gibt uns ein Bild einer solchen Situation, wie sie, wenn auch in Einzelheiten oft beträchtlich abweichend, nicht allzu selten auftritt und ausgesprochen schlechtes Wetter für Mitteleuropa zur Folge hat. Das eine Minimum, die Hauptdepression, lagert im gegebenen Falle über der norddeutschen Küste, die andere über der nördlichen Adria und jede derselben stellt einen atmosphärischen Wirbel dar, wie wir einen solchen in schöner Ausbildung bereits in Fig. 30 kennen gelernt haben. In einer solchen Depression bewegt sich die Luft wirbelförmig mit einer gegen

das Zentrum gerichteten Komponente auf der Nordhemisphäre immer dem Uhrzeiger entgegen herum und von der Tiefe der Depression hängt es ab, ob diese Bewegung eine mehr oder weniger heftige ist. Immer ist der Himmel in einer Depression bedeckt und es kommt zu Niederschlägen.

Die Ursache dieser Erscheinung ist leicht zu ersehen, wir haben es in der Depression mit dem vollen Gegenstück zum Barometermaximum zu tun. Die Zirkulation in der Zyklone ist gerade die umgekehrte; unten strömt hier von allen Seiten Luft ein, in größeren Höhen strömt sie aus, wie uns am Rande der Depressionen die Bewegung der Cirruswolken lehrt. Im Innern der Depression haben wir also gewiß eine aufsteigende Bewegung; aufsteigende Bewegung lernten wir aber bereits im § 13 als gerade die wirksamste Ursache einer Kondensation des Wasserdampfes kennen.

Damit verstehen wir aber auch, welch wesentliche Änderung in einer solchen Situation, wie wir sie eben betrachteten, Platz greift, wenn der hohe Druck im Westen vorstößt und nun ein Keil hohen Druckes, wie wir ihn ganz schwach schon in der Karte vom 16. Mai 1895 angedeutet sehen, die ganzen Alpengegenden bedeckt und so die Rinne tiefen Druckes durchbricht. Wir haben in einem Keil hohen Luftdruckes zwar noch nicht den vollkommen heiteren Himmel, wie er dem Maximum eigen ist, aber wir sind in ihm doch schon im Gebiete mit absteigender Bewegung, das Wetter heitert sich aus und nur leichte Kumuluswolken bedecken noch stellenweise den Himmel.

Es ist aber, wie noch einmal hervorgehoben werden muß, nötig, daß der Keil die Rinne wirklich durchbricht und die zweite Depression im Süden der Alpenkette bereits weggedrängt hat.

Gerade diese Barometerminima in der Poebene oder über der nördlichen Adria umfassen meist die ganzen Alpenländer und rufen in ihnen einförmigen Landregen hervor. Wenn sie dann gar über Steiermark und über Ungarn gegen Galizien ziehen — und dies ist eine beliebte Zugstraße der adriatischen Depressionen — dann bedeuten sie für die Alpenländer, aber auch noch für das Gebiet der nördlichen Randgebirge Böhmens geradezu eine Gefahr.

Die Hochwasserkatastrophe Ende Juli 1897, die das ganze Donaugebiet, besonders das Gebiet der Traun umfaßte, die hier alle Brücken demolierte und Ischl einige Tage lang von jedem Verkehr abschloß, bietet ein Beispiel hierfür. Die Karte vom 30. Juli (Fig. 34) stellt den Höhepunkt dieser Situation dar. Die an diesem Tage über dem westlichen Ungarn lagernde Depression war von der nördlichen Adria über Steiermark bis nach Ungarn vorgerückt. Die ganze Zeit herrschte Regen und da sie verhältnismäßig gut ausgeprägt war, auch ihr Zentrum verhältnismäßig weit westlich lag, waren diese Regen sehr intensiv. Vielfach fielen in den Alpenländern am 30. Juli mehr als 100 *mm* Regen, in den vier Tagen vom 27. bis 30. Juli im Traungebiet, aber auch in Niederösterreich zwischen 200 und 300 *mm*! Auch im Böhmerwald, im Elbegebiet wurden mehr als 200 *mm* gemessen.

Es treffen hier zwei Faktoren, die den Niederschlag begünstigen, zusammen. Im ganzen Gebiet der Depression ist die Luft in aufsteigender Bewegung, also geneigt, ihren Wassergehalt abzugeben, dazu kommt aber

noch ein zweiter Umstand; nach der einer Depression eigenen Luftzirkulation wehen in den ganzen Alpenländern, aber auch noch in Böhmen durchaus nordwestliche Winde, teilweise sogar ziemlich heftige Winde. Ihnen stellen sich nun die Alpenkette, aber auch die nördlichen Randgebirge Böhmens quer in den Weg und zu der aufsteigenden Bewegung, welche der Depression an sich schon eigen ist, kommt nun noch lokal das Aufsteigen an der Luvseite des Gebirges hinzu; darum ist auch gerade im Salzkammergut, besonders im Traungebiete die Katastrophe von solcher Heftigkeit! Als wir im § 13 auf S. 58 den Regenreichtum des Salzkammergutes besprachen, da schwebte uns eine Situation, wie die hier erörterte vor,

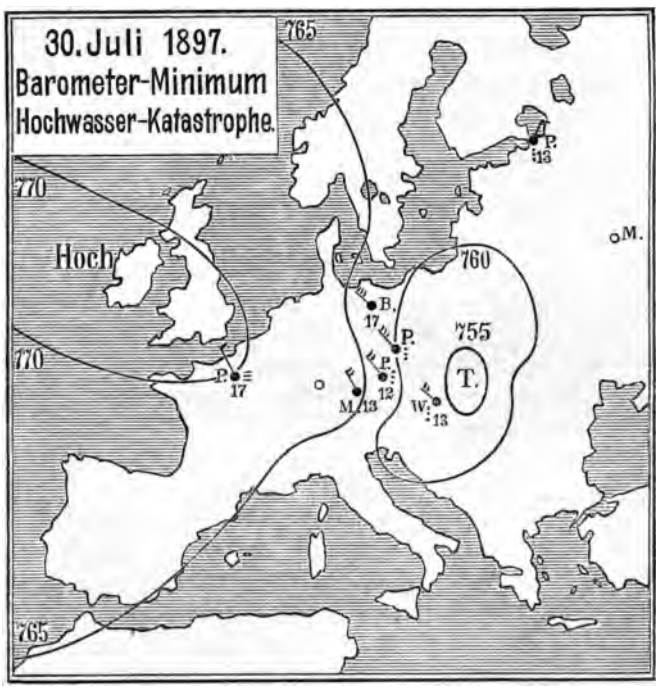


Fig. 34.

jedenfalls ist die Karte vom 30. Juli 1897 in hohem Grade geeignet, das dort Gesagte auf das schönste zu illustrieren.

Die Luftdruckverteilung bedingt die Bewegung der Luft in vertikaler Richtung und damit je nachdem, ob diese Bewegung eine ab- oder eine aufsteigende ist, schönes oder schlechtes Wetter.

c) Westwettersituation und Situation für strengen Frost. Wir haben im Barometermaximum und im Tiefdruckgebiet Situationen besprochen und Wettertypen kennen gelernt, in denen das ausschlaggebende, das charakterisierende Moment durch die vertikale Komponente der Luftbewegung gegeben war. In anderen Situationen ist umgekehrt das Ausschlaggebende gerade die Bewegung der Luft in horizontaler Richtung, also die Gegend, aus welcher die Luft weht.

Das zweifellos schönste Beispiel hierfür liefert uns das Westwetter. Der Westwind führt uns Luft vom Atlantischen Ozean zu, immer wird daher bei Westwind das Wetter feucht, trüb und regnerisch sein und da der Ozean im Winter unvergleichlich wärmer ist als das feste Land, so wird im Winter uns der Westwind milde Luft bringen, er wird uns Tauwetter bringen, während im Sommer umgekehrt der Ozean verhältnismäßig kühl ist, das Hereinbrechen eines Westwindes nach einer warmen Wetterperiode somit Abkühlung, ja oft geradezu einen Wettersturz bedeutet.

Fig. 35 stellt uns eine derartige Situation in der Wetterkarte vom 5. Dezember 1895 dar. Eine tiefe Depression, in welcher das Zentrum am

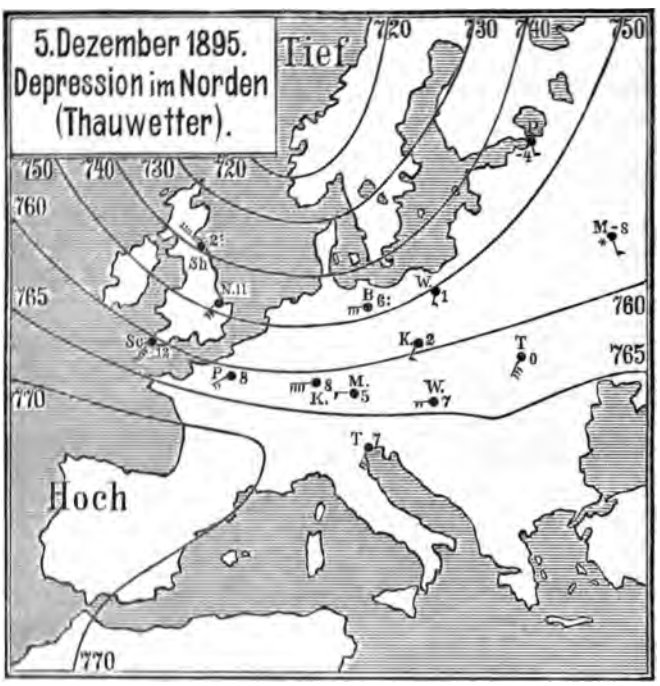


Fig. 35.

Meeresniveau einen niedrigeren Luftdruck als 720 *mm* aufweist, bedeckt Norwegen und das Nördliche Eismeer. Fast kreisförmig umschließen sie eng aneinander gedrängt die einzelnen Isobaren. Ein breiter, mächtiger, westlicher Luftstrom überschwemmt — nach den Gesetzen der Luftzirkulation um eine Depression — Großbritannien, das nördliche Frankreich, Belgien und Holland, ganz Deutschland und die nördlichen Teile von Österreich und der Schweiz. Wegen des starken Druckgefälles ist die Bewegung der Luft eine sehr heftige, stellenweise zeigen uns die Windpfeile geradezu Sturm. Überall in dem betrachteten Gebiet haben wir den Himmel bedeckt, an den meisten Orten regnet es und überall sehen wir verhältnismäßig sehr hohe Temperaturen. In England und an der französischen Küste haben wir Temperaturen von 10—12°, selbst im Innern von Frankreich und im westlichen

Deutschland finden wir — am 5. Dezember! — Temperaturen von 8° C und erst an der russischen Grenze nimmt die Temperatur bis auf 0° ab. In ganz West- und Mitteleuropa herrscht Tauwetter.

Immer, wenn im Winter nach einer Periode von kalten Tagen im Norden von Schottland eine Depression auftritt und sich nun west-östlich vorwärts bewegt, wird dies ein Heranwehen atlantischer Luft und damit einen Tauwettereinbruch zur Folge haben.

Auch im Sommer ist es durchaus nicht selten, daß nach längerer Herrschaft hohen Druckes eine solche Depression im Norden an uns vorüberzieht und einen vollen Umschwung des schönen warmen Sommerwetters zur Folge hat. Vielfach von heftigem Gewitter begleitet, bricht die Westluft oft mit Sturmesgeschwindigkeit ein, die Temperatur fällt um viele Grade in wenigen Viertelstunden, das Barometer schnellt wegen des höheren Gewichtes der herankommenden kälteren Luft in die Höhe und nun folgt kühles, trübes, regnerisches Wetter. Ein vollständiger Wettersturz hat sich vollzogen.[1])

Das Klima der Gegend, aus welcher der Wind kommt, bestimmt in solchen Situationen, für welche die Karte vom 5. Dezember 1895 ein Beispiel ist, den Charakter des Wetters.

Es würde leicht sein, dem Typus des Westwetters noch einige andere ähnliche Typen anzuschließen, wir könnten beispielsweise das ganz charakteristische Nordwestwetter besprechen, das sich allemal dann einstellt, wenn eine Depression über Skandinavien südöstlich gegen Polen zieht, während ein Barometermaximum über Großbritannien langsam nachdrängt. Die Isobaren verlaufen dann fast über ganz Mitteleuropa von NW nach SE und alle diese Gegenden werden nun mit Luft, die von der Nordsee kommt, überschwemmt. Wir wollen auf derartige Details nicht eingehen und uns darauf beschränken, der Tauwettersituation vom 5. Dezember 1895 als Gegenstück eine Situation gegenüberzustellen, die im Winter für ganz Mitteleuropa trockenes, strenges Frostwetter bedeutet, bei der aber gleichfalls die Herkunft der Luft den Charakter des Wetters bestimmt.

Die Karte vom 4. Jänner 1894 möge als Beispiel einer solchen Situation dienen (Fig. 36). Ein Barometermaximum lagert über der Ostsee und dem westlichen Rußland und unter seinem Einflusse weisen hier die kontinentalen Gebiete von Innerrußland sehr tiefe Temperaturen auf. Moskau zeigt — 33° C, Pinsk — 25°, Tarnopol — 23°. Dies Barometermaximum beherrscht die ganze Situation. Gegen das Mittelmeer nimmt der Druck ab, hier lagert eine flache Depression und ganz Mitteleuropa hat dementsprechead nordöstliche Winde, ganz Mitteleuropa erhält Luft aus den kontinentalsten und im Winter kältesten Teilen Europas, überall in Mitteleuropa ist daher das Wetter heiter

[1]) Die einen solchen Wettersturz einleitende Gewitterböe zieht oft als langes, schmales Band, das von der norddeutschen Küste bis zu den Alpen reicht, mit einer Geschwindigkeit von zirka 100 *km* pro Stunde durch ganz Europa von West nach Ost. Sie hängt auch ursächlich mit dem Kaltwettereinbruch zusammen, indem die kalte Westluft als die schwerere sich keilförmig unter die warme, über dem Kontinent lagernde Luft einschiebt und diese dadurch zum rapiden Aufsteigen und zur Abgabe ihres Wassergehaltes nötigt.

und trocken, aber ungewöhnlich kalt. Wien zeigt — 17°, Prag — 16°, selbst Paris — 11° C. An der nördlichen Adria herrscht bei solchen Situationen heftige Bora; die nördöstliche Luftströmung treibt die kalte Luft über dem Karst bis zur Küste und hier stürzt sie sich, als die kältere und schwerere, mit Sturmesgeschwindigkeit zum Meere herab.

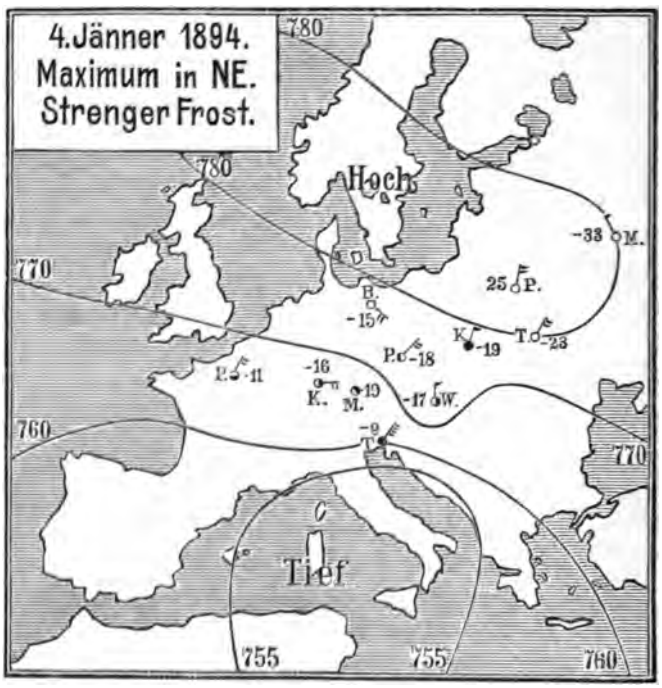


Fig. 36.

Die beiden Situationen, die wir zuletzt betrachteten, sind die schroffsten Gegensätze, aber in beiden Fällen ist für den Charakter des Wetters, das ihnen entspricht, ausschlaggebend die Gegend, aus welcher die Luft herankommt. Sie liefern erst das volle Verständnis für jene kleine Tabelle, die wir auf S. 62 betrachtet haben und die uns zuerst den Zusammenhang zwischen Wetter und Wind verriet.

§ 16. Wettervorhersage. Die Aktionszentren der Atmosphäre.

Schon die wenigen vorgeführten Beispiele zeigen uns, daß ein inniger Zusammenhang besteht zwischen Luftdruckverteilung und Wetter. Es kann zwar nicht behauptet werden, daß die Luftdruckverteilung das Wetter allein bestimmt, denn örtliche Verhältnisse, wie beispielsweise eine Gebirgskette (man denke nur an die Bedeutung der Alpenkette für die Hochwasserkatastrophe im Juli 1897), vermögen einen gewissen Einfluß auf den Charakter des Wetters auszuüben; und ebenso ist auch das vorausgegangene Wetter auf das kommende nicht ohne Einfluß, es wird ja die-

selbe aufsteigende Bewegung, wenn nach langer Trockenheit der Taupunkt der Luft sehr niedrig liegt, vielleicht überhaupt keine Kondensation hervorbringen, während sie nach vorausgehenden Regengüssen nicht unbeträchtlichen Niederschlag verursacht. Dennoch ist gewiß die Luftdruckverteilung das wichtigste und das Wetter in erster Linie bestimmende Moment, so sehr, daß jeder, der im Lesen von Wetterkarten geübt ist, überhaupt nicht mehr auf die Bewölkungs- und Niederschlagszeichen, auf die Pfeile und Zahlen sieht; der Verlauf der Isobaren allein belehrt ihn über den allgemeinen Charakter des Wetters. Der ganze Komplex all der verschiedenen Elemente, die das Wetter ausmachen, ist bestimmt durch die Verteilung eines einzigen derselben, durch jene des Luftdruckes!

Es ist klar, daß dadurch auch das Problem der Wettervorhersage sich wesentlich vereinfacht. Wenn mit der Luftdruckverteilung der Charakter des Wetters gegeben ist, dann wird jeder das Wetter von morgen wissen, der die Luftdruckverteilung von morgen voraussieht. Das ganze Problem der Wettervorhersage ist reduziert auf die Frage: wie wird die Luftdruckverteilung von heute sich bis morgen verändern? Mit der Auffindung der Gesetze, nach denen die Veränderung der Luftdruckverteilung vor sich geht, ist das Problem der Wettervorhersage gelöst.

In dieser Beziehung ist nun vor allem festzuhalten, daß ein Gesetz für die Veränderung der Luftdruckverteilung bisher überhaupt nicht bekannt ist. Das einzige, was auf diesem Gebiete existiert — und bei einer so jungen Disziplin können wir uns darüber kaum wundern — sind gewisse Regeln, die in der Mehrzahl der Fälle eintreffen, aber auch gelegentlich versagen. So wissen wir, daß in der Regel die über Großbritannien auftauchenden Depressionen von Westen nach Osten ziehen und daß ein solches Vorrücken nur dann unterbleibt, wenn hoher Luftdruck im Nordosten von Europa (wie dies im Winter öfters vorkommt) der Depression gewissermaßen den Weg verlegt. Ja man hat sogar gewisse Zugstraßen gefunden, längs deren die Depressionen mit Vorliebe ziehen, aber es sind statistische Ergebnisse, die für den einzelnen Fall doch schließlich wenig Bedeutung haben.

Auch das Vorstoßen hohen Luftdruckes im Westen, das Entstehen einer neuen Depression auf der Südseite der Alpen, wenn im Norden ein gut ausgebildetes Minimum vorüberzieht u. dgl. m. sind Regeln, die sich im allgemeinen bewähren; und so kommt es, daß derjenige, welcher Übung im Betrachten von Wetterkarten hat, unter 100 Fällen doch 80—90mal die Prognose richtig stellt. Freilich niemals länger als 24 Stunden voraus und darum ist eine portofreie telegraphische Verbreitung der gestellten Prognose eine Conditio sine qua non. Die Prognose verliert jeden Wert, wenn sie nicht binnen wenigen Stunden in die Hände des Publikums gelangt. Prognosen auf mehrere Tage voraus sind dermalen unmöglich; wenn sie trotzdem gegeben werden, hat man es vielfach mit wissentlicher, oft auch unwissentlicher Irreführung des Publikums zu tun.

Ist so auch der gegenwärtige Stand der Wettervorhersage ein kaum sehr erfreulicher, so ist doch der eine große Fortschritt immer im Auge zu

behalten und kann kaum hoch genug veranschlagt werden: man hat die Fragestellung gefunden, man hat das Problem der Wettervorhersage reduziert auf das Problem der Luftverlagerung von heute auf morgen; und dies verdankt man der Erkenntnis, daß das Wetter in erster Linie bestimmt ist durch die Verteilung des Luftdruckes.

Es ist von Abercromby gezeigt worden, daß dieser Satz sogar bis in die Einzelheiten richtig ist. So verschieden auch die einzelnen Wetterkarten sind — ist ja doch jede derselben ein Individuum für sich — so lassen sich doch alle zusammensetzen aus einer kleinen Zahl von „Grundformen der Isobaren". Abercromby unterscheidet das Minimum, das Maximum, den Keil, die sekundäre Depression, die V-förmige Depression, den Sattel und die geradlinige Isobarenform. Jeder dieser Grundformen entspricht aber ein ganz bestimmtes Wetter. Wir wollen auf diese Details nicht eingehen, nur von dem Minimum oder der Depression wollen wir mit Abercromby die Wetterverteilung etwas näher besprechen.

Wir können, was die Verteilung im Minimum anbelangt, die meteorologischen Elemente in zwei Gruppen einteilen.

Die einen, wie Luftdruck, Wind, Grad der Bewölkung und Niederschlag sind symmetrisch zu seinem Zentrum verteilt.

Der Luftdruck nimmt vom Zentrum aus mehr oder weniger regelmäßig nach allen Seiten zu, der Wind schließt überall nahezu denselben spitzen Winkel mit den Isobaren ein und von einem äußeren Ring schönen Wetters nimmt der Grad der Bewölkung gegen das Innere mehr und mehr zu, bis wir um das Zentrum herum in das eigentliche Niederschlagsgebiet kommen.

Eine zweite Gruppe meteorologischer Elemente verteilt sich dagegen symmetrisch zur Fortpflanzungsrichtung. Es sind die Temperatur, die Feuchtigkeit und die Art der Bewölkung. Auf der Vorderseite mit den südlichen Winden ist die Luft relativ warm, feucht und schwül, die Schichtwolken überwiegen; auf der Rückseite mit den nördlichen Winden ist die Temperatur verhältnismäßig niedrig, die Luft ist kühl, trocken und erfrischend; unter den Wolken überwiegen entschieden die geballten und massigen Formen.

Nebenstehende Figur (Fig. 37) gibt diese Verhältnisse übersichtlich wieder, sie zeigt auch, daß speziell auf der Vorderseite der Depression eine Reihe wohlbekannter Erscheinungen zu finden ist. Hier treffen wir zunächst am Rande die feinen, weißen, aus Eisnadeln bestehenden Cirruswolken; die Höfe und Ringe um Sonne und Mond (die eben durch die Cirruswolken hervorgerufen werden); wir treffen hier eine gewisse Unruhe der Tiere, das Auftreten neuralgischer Schmerzen usf.

Mit einem Male verstehen wir nun eine ganze Reihe von populären Wetterregeln, aber wir lernen zugleich ihre Tragweite kennen, ihre Sicherheit beurteilen. Denken wir uns, es ziehe eine solche Depression über den Punkt A hinweg. Was wird geschehen? Zuerst werden hohe, dann immer niedrigere Isobaren heranrücken, das Barometer fällt; zuerst werden die Federwolken und ihre Begleiterscheinungen Höfe um Sonne und Mond auftreten; die Cirruswolken werden sich mehr und mehr in Cirrostratus verdichten, der Himmel wird ein weißliches Ansehen gewinnen, Sonne und

Mond scheinen nur noch bleich durch diesen Wolkenschleier hindurch. Er verdichtet sich mehr und mehr, eine düstere Stratusdecke erscheint und schließlich kommen wir in das Gebiet des Regens. Weil das Fallen des Barometers, die Federwolken, die Höfe und Ringe, die Zeichen aus der Tierwelt und die neuralgischen Schmerzen auf der Vorderseite der Depression vorhanden sind, weil sie dem Niederschlagsgebiet im Innern zeitlich vorausgehen, deshalb sind sie in der Tat Anzeichen schlechten Wetters. Aber es ist klar, daß mit einem Schlage alle diese Wetterregeln versagen, wenn die Depression stationär bleibt, sich auflöst oder gar, wie es auch vorkommt, sich rückläufig bewegt.

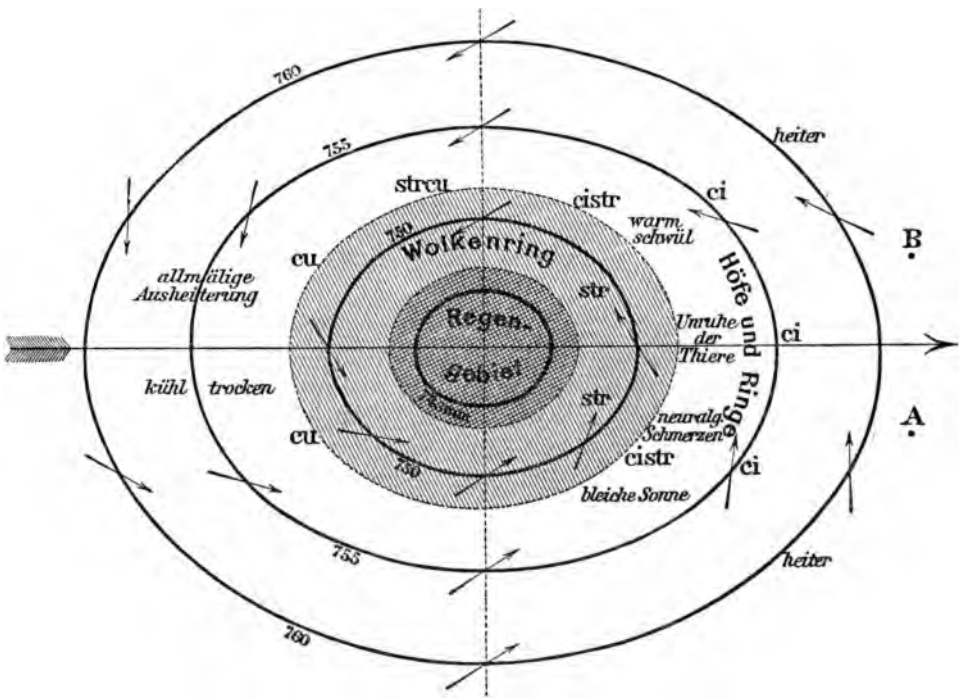


Fig. 37. Skizze der typischen Witterungsverhältnisse in einer Depression.

Auch das Dovesche Winddrehungsgesetz erklärt sich leicht, denn über den Punkt A wird zuerst eine südliche, dann eine südwestliche, westliche, schließlich nördliche Windrichtung hinüberziehen. „Der Wind dreht mit der Sonne.“ Aber auch dieses „Gesetz“ versagt mit den anderen Wetterregeln, ja es gilt nur für Gegenden, die auf der Südseite der Depressionsbahnen liegen, für einen Ort *B* nördlich der Bahn dreht sich während des Vorüberganges der Depression der Wind gerade umgekehrt. Ein Wiener Meteorologe würde daher das Dovesche „Gesetz“ kaum haben finden können, sein Aufenthaltsort wird ja nicht nur von Depressionen beeinflußt, die im Norden vorüberziehen, er steht auch zeitweise unter dem Einflusse im Süden vorüberziehender adriatischer Depressionen, für diese aber müßte das Dovesche „Gesetz“ gerade umgekehrt ausgesprochen werden!

Wir müssen nun noch eine andere Eigentümlichkeit des Wetters be-

sprechen, seine sogenannte „Erhaltungstendenz", der in der Praxis für die Vorhersage eine gewisse Bedeutung zukommt und deren Studium vielleicht noch eine Reihe interessanter Erscheinungen zutage fördern wird.

Wir bemerken diese Tendenz des Wetters, den Charakter, den es hat, zu erhalten, schon von einem Tage zum andern; besonders auffallend tritt uns aber diese Erscheinung in längeren Zeiträumen vor Augen. In einem regnerischen Sommer wird eine Schönwetterperiode, wenn sie sich auch noch so gut anläßt, nie lange anhalten, in einem kalten Winter wird ein drohender Tauwettereinbruch ausbleiben oder nur ein kurzes, wenig eingreifendes Zwischenspiel bedeuten. Ein Sommer oder Winter strebt den Witterungscharakter, den er hat, zu erhalten.

Betrachten wir nun die Wetterkarten der betreffenden Zeit und sehen wir uns nach dem Grunde dieser Erscheinung um, dann bemerken wir, daß eine und dieselbe Wettersituation mit Vorliebe wiederkehrt. Es ist nun klar, daß wenn in einem Monate eine Situation, wie jene vom 4. Jänner 1894 (siehe Fig. 36), länger verharrt oder öfters wiederkehrt, daß dann der betreffende Monat sich auch im allgemeinen durch abnorm niedrige Temperaturen auszeichnen wird, während der Charakter eines Winters, in dem Situationen wie jene vom 5. Dezember 1895 häufig vorkommen, mild, aber auch trüb und naß sein wird.

Einen noch besseren Einblick in die Sachlage gewinnen wir, wenn wir nicht die gewöhnlichen Wetterkarten von Europa, sondern die umfassenderen Hoffmeyerschen Karten zu Rate ziehen. Alle die scheinbar so großartigen und für das Wetter unserer Gegenden auch wirklich ausschlaggebenden Umwälzungen in der Luftdruckverteilung von einem Tage zum andern erscheinen uns als kleinliche und unbedeutende Verschiebungen, wenn wir den Blick auf eine Wetterkarte richten, die Amerika und den Atlantischen Ozean und den ganzen europäisch-asiatischen Kontinent umfaßt. Die Änderungen in der Luftdruckverteilung auf einer Hoffmeyerschen Karte erscheinen uns gar nicht mehr so groß; ja Tag für Tag erinnert uns die Luftdruckverteilung an eine jener Karten, die uns die durchschnittliche Luftdruckverteilung über der Erde darstellen, die wir im § 12 bereits kennen lernten. Wir wollen noch einmal einen Blick auf jene Karten (Fig. 26 und 27) werfen, um uns über die durchschnittliche Luftdruckverteilung in der Umgebung von Europa zu orientieren!

Da sehen wir denn, mögen wir nun die Isobaren des Jänner oder des Juli oder eines andern Monats betrachten, in etwa 30—40° Breite über dem Atlantischen Ozean ein ausgesprochenes Gebiet hohen Luftdruckes, das Barometermaximum über den Azoren. Ebenso sehen wir über Island und von Island nordöstlich gegen Spitzbergen eine Rinne tiefen Druckes, das sogenannte „Isländische Minimum", obwohl es ja streng genommen nicht eine einfache Depression, sondern, wie gesagt, eine ganze Rinne niedrigen Luftdruckes ist. Dann haben wir noch ein Gebiet, das für Europa mit in Betracht kommt, es handelt sich um den Luftdruck über dem russisch-asiatischen Kontinent; hier aber finden wir einen beträchtlichen Gegensatz zwischen Sommer und Winter. Im Winter haben wir hier ein scharf ausgeprägtes Maximum, im Sommer tritt ein Minimum an seine Stelle. Schon

im § 12 haben wir gesehen, daß das Azorenmaximum und winterliche Maximum über Asien zu jenem Gürtel hohen Luftdruckes gehören, der sich auf beiden Halbkugeln in den Roßbreiten um die Erde schlingt. Durch den Einfluß des Kontinentes ist das asiatische Maximum im Winter nur ungebührlich entwickelt und weit nach Norden gedrängt, im Sommer haben wir es geradezu unterdrückt durch jenen tiefen Druck, der sich über einem erwärmten Kontinent unbedingt einstellen muß.

Die Karten, die wir eben betrachteten, stellen mittlere Verhältnisse vor. Wenn wir aber die Hoffmeyerschen Wetterkarten Tag für Tag betrachten, stellt sich heraus, daß jedes dieser besprochenen Druckgebiete eigentlich beständig vorhanden ist. Tag für Tag sehen wir auf einer Hoffmeyerschen Karte das Azorenmaximum, das isländische Minimum und, je nachdem ob wir eine Winter- oder Sommerkarte wählen, das ausgeprägte Maximum oder das Minimum über Asien. Sie sind manchmal etwas stärker oder etwas schwächer entwickelt, manchmal nach der einen oder der andern Seite etwas verschoben, aber vorhanden sind sie immer und alle Veränderungen in der Luftdruckverteilung entstehen eigentlich nur durch ihre Verschiebung. Teisserenc de Bort nennt diese bleibenden Gebilde „Aktionszentren der Atmosphäre". Wir haben nur jene hier in Betracht gezogen, die Europa beeinflussen, aber man hat selbstverständlich auch das Minimum über den Aleuten und das Maximum zwischen den Sandwichinseln und der pazifischen Küste der Vereinigten Staaten wie die Hochdruckgebiete auf der Südhemisphäre unter diese Aktionszentren zu rechnen.

Wenn nun beispielsweise das russisch-asiatische Maximum in einem Winter abnorm stark entwickelt ist, dann wird es in viel höherem Maße, als dies schon im Durchschnitte geschieht, ganz Europa umfassen. Es kommt dann vor, daß sich geradezu ein zweiter Kern desselben über Rußland oder über der Ostsee entwickelt, besonders dann, wenn gleichzeitig das Azorenmaximum vielleicht schwach entwickelt ist oder so weit zurückgeschoben ist, daß es für Europa kaum mehr in Betracht kommt. Dann haben wir eine lang beharrende oder oft wiederkehrende Situation für strengen Frost. Ein solcher Winter wird sich durch seine abnormale Kälte auszeichnen. Der berühmt kalte Jänner 1838 ist dafür ein Beispiel.

Es wird aber auch noch auf andere Art ein strenger Winter entstehen können. Wir betrachteten jenen Fall, in welchem die Kälte uns durch nordöstliche Winde aus Rußland zugeführt wird; wir haben auch gehört, daß sie bei uns an Ort und Stelle entstehen kann, bei Windstille, wenn ein Barometermaximum im Winter lange über Mitteleuropa verharrt und die Ausstrahlung des Bodens nun fortdauernd und ungehindert vor sich gehen kann.

Eine solche Situation stellt sich dann her, wenn das Azorenmaximum gegen Nordosten, d. i. gegen Frankreich und Zentraleuropa hin verschoben ist, dann fließen das Azorenmaximum und das Maximum über dem russisch-asiatischen Kontinent zu einem einheitlichen Hochdruckgebiet zusammen und über Mitteleuropa bildet sich ein eigenes Zentrum desselben aus. Der ungemein strenge Dezember 1879 ist hierfür ein Beispiel.

Wenn nun aber umgekehrt das Azorenmaximum gegen Westen verschoben ist, das isländische Minimum stark entwickelt und gegen Nordeuropa

vorgedrängt ist, dann ziehen fortwährend Ausläufer dieses isländischen Minimums im Norden vorüber, überschwemmen andauernd ganz Mitteleuropa mit Westluft, wir haben eine fortwährende Wiederkehr jenes Typus, für welchen wir in der Situation vom 5. Dezember 1895 ein Beispiel kennen lernten, wir haben dann einen milden, nassen, trüben Winter. Beispiele liefern der Dezember 1868 und 1880.

Welch bedeutende Gegensätze in dieser Beziehung vorkommen, wollen wir an dem kältesten und dem mildesten Jänner der letzten Jahrzehnte für Wien uns veranschaulichen.

Jänner 1893, Mitteltemperatur —7·9° C (gegen Durchschnitt —1·7), also 6·2° unter dem Normalen; tiefste Temperatur — 22·2°, es ist dies die tiefste Temperatur, die überhaupt (wenigstens seit 1851) in Wien beobachtet wurde. Während sonst im Jänner durchschnittlich doch immer eine höchste Temperatur von 9·5° vorkommt, betrug im Jänner 1893 das Maximum nur 4·3°.

Dagegen der Jänner 1899! Mitteltemperatur 2·4°, also 4·1° übernormal, und die höchste Temperatur 13·4°. Während sonst im Durchschnitt immer ein Minimum von —12·1° zu erwarten ist, war in diesem Jänner die tiefste Temperatur nur —3·4°.

Diese durchgreifenden Änderungen im Charakter eines und desselben Monats beruhen allein auf kleinen, aber längere Zeitabschnitte umfassenden Verlagerungen der Aktionszentren.

Auch im Sommer kommen die gewaltigsten Gegensätze vor. Wir stellen nur den schönen, warmen August 1892 dem kalten, regnerischen August 1896 gegenüber.

Wien	August 1892	August 1896	Langjähr. Mittel
Mittlere Bewölkung	24%	70%	45%
Zahl der Regentage	7	21	12·3
Regenmenge	25 *mm*	180 *mm*	70 *mm*
Temperatur	21·1° C	16·4° C	18·8° C
Maximum der Temperatur	36·2° C	26·3° C	31·2° C

Im August 1892 war hoher Druck vorherrschend, im August 1896 tiefer Druck; auch hier ließe sich der Gegensatz auf Verschiedenheit in der Lage und Ausbildung der Aktionszentren zurückführen.

Über die Gründe aber, warum jahrweise die Aktionszentren derartige Unterschiede aufweisen, sind wir bis jetzt noch gar nicht unterrichtet. Ansätze hierzu sind freilich vorhanden, so ist ein sehr interessanter Zusammenhang zwischen der Entwicklung des isländischen Minimums und der Golfstromtemperatur von Meinardus gefunden worden. Wenn der Golfstrom abnorm hohe Temperaturen aufweist, dann ist das isländische Minimum stärker ausgeprägt, ganz Norddeutschland und das europäische Rußland stehen unter seinem Einfluß. Gleichzeitig ist aber über Großbritannien, Frankreich und Spanien der Druck relativ, hoch denn das Azorenmaximum ist in solchen Jahren etwas gegen Osten vorgerückt. Die Folge davon ist nun, daß die Depressionen, welche als Ausläufer vom isländischen Minimum au lt werden, nicht so sehr in der Richtung Westost ziehen, sondern vie ehr-

wie dies Lesshaft nachwies, eine Richtung von Nordwest gegen Südost bevorzugen. Die Zugstraßen sind also etwas modifiziert.

Wir durchblicken den Zusammenhang heute gewiß noch nicht, aber wir wissen, in welcher Richtung wir zu suchen haben, und wir erkennen die ganze Kompliziertheit der Fragen, welche uns die Lehre vom Wetter aufdrängt.

§ 17. Das Klima und seine Hauptformen.

Wir verstehen unter „Klima" den durchschnittlichen Zustand der Atmosphäre an irgendeinem Orte. Wir können daher in gewisser Beziehung auch sagen: Klima eines Ortes ist sein mittleres Wetter.

Wenn nun alle Vorgänge in der Atmosphäre, wie wir gesehen haben, in letzter Linie auf die Sonnenstrahlung und auf Unterschiede in derselben zurückzuführen sind, dann wird auch das Klima in erster Linie durch die Sonnenstrahlungsverhältnisse bedingt werden, es wird aber daneben, weil ja, wie wir hörten, die Wirkung der Sonnenstrahlung sehr stark von der Beschaffenheit der Erdoberfläche abhängt, die Unterlage (Land oder Meer) und auch die Entfernung von der Erdoberfläche (die Seehöhe des betreffenden Ortes) eine bedeutende Rolle spielen. Wenn aber das Wetter in erster Linie bestimmt ist durch die Druckverteilung, dann wird für das Klima auch die mittlere Druckverteilung oder sagen wir präziser die Lage zu diesem oder jenem Aktionszentrum der Atmosphäre nicht ohne Einfluß sein.

Wir dürfen also sagen: als Faktoren, welche das Klima eines Ortes bestimmen, kommen in Betracht:

1. die Besonnungsverhältnisse, die durch die Lage des Ortes auf der Erde, speziell seine geographische Breite, gegeben sind. Insoweit das Klima allein durch diese bedingt ist (wenn wir also von allen anderen Faktoren absehen), sprechen wir von einem „solaren Klima" und unterscheiden im speziellen drei lokale Formen desselben: das Tropenklima, das gemäßigte Klima und das Polarklima;

2. die Lage zu Land- oder Wasserflächen. Insoweit das Klima hiervon allein bedingt ist, sprechen wir von Kontinental- oder Landklima und von maritimen oder Seeklima;

3. die Seehöhe. Insoweit das Klima von ihr bedingt ist, müssen wir von einem Höhenklima sprechen; endlich

4. die Lage zu den Aktionszentren der Atmosphäre. Diesen Einfluß können wir nicht für sich behandeln, wir müssen ihn vielmehr in den speziellen Fällen bei der Besprechung des Klimas der einzelnen Erdteile in Betracht ziehen.

a) Das solare Klima. Wenn das solare Klima allein abhängt von der Stellung des betreffenden Ortes zur Sonne, so ist vor allem klar, daß dasselbe allein von der geographischen Breite des Ortes abhängen kann, daß aber auf einem und demselben Breitenkreise keine Unterschiede bestehen können, denn die Besonnungsverhältnisse eines Ortes sind ja allein bestimmt durch seine Lage zur Erdachse oder, mit anderen Worten, durch seine geo-

graphische Breite. Von der Breite hängt der Winkel ab, unter dem die Sonnenstrahlen zur Zeit des höchsten Sonnenstandes (und auch zu anderer Zeit) einfallen, von ihr allein hängt auch die Dauer des Tages in den einzelnen Jahresabschnitten ab.

Betrachten wir zunächst zur Zeit der Äquinoktien (21. März oder 23. September) einen Punkt des Äquators! Um 6^h früh erhebt sich im Osten die Sonne, steigt senkrecht am Horizonte empor, erreicht um 12^h mittags das Zenit und neigt sich nun wieder senkrecht zum Horizonte hinab, den sie um 6^h abends erreicht. 12 Stunden dauert der Tag, 12 Stunden die Nacht. Auch in den anderen Teilen des Jahres ist die Dauer von Tag und Nacht am Äquator immer 12 Stunden, aber um Mittag erreicht die Sonne dann nicht mehr das Zenit, während unseres Sommerhalbjahres bleibt sie nördlich, während unseres Winterhalbjahres südlich davon, ihre Strahlen fallen nun schiefer ein. Die Wärmemenge, welche ein Punkt des Äquators während eines Tages von 12 Stunden erhält, ist also zur Zeit der Äquinoktien am größten, bleibt aber in allen anderen Teilen des Jahres hinter diesem Werte zurück. Immer aber steht am Äquator die Sonne verhältnismäßig sehr hoch am Himmel und darum ist stets der Unterschied in der Wärmezufuhr gegen einen Tag zur Zeit der Äquinoktien nur gering, so daß doch die Gesamtwärmemenge im ganzen Jahre von 365 Tagen für einen Punkt am Äquator 350mal so groß ist wie an einem Tag zur Zeit der Äquinoktien; sie wäre, wenn der Unterschied in den einzelnen Tagen nicht bestünde, offenbar 365mal so groß; die Verschiedenheit der beiden Zahlen kommt kaum in Betracht.

Nicht ganz so einfach, aber im Wesen gleich gestalten sich die Verhältnisse für einen Punkt in beliebiger geographischer Breite; nur nimmt im Durchschnitt mit der Breite der Einfallswinkel immer mehr zu, die Strahlen fallen schiefer auf und die Wärmemenge, welche ein solcher Punkt im Laufe des Jahres erhält, nimmt daher regelmäßig mit der geographischen Breite ab.

Wählen wir wieder als Einheit jene Wärmemenge, welche ein Punkt (oder sagen wir besser die Flächeneinheit) am Äquator an einem Tage zur Zeit der Äquinoktien erhält, dann wird die Gesamtwärmemenge im Laufe des Jahres für die einzelnen Breiten nach Angot durch die folgenden Werte gegeben sein.

Wärmemengen im Laufe des Jahres.

Breite	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	Pol
Wärme	350	345	331	308	277	240	199	166	150	145

Diese Zahlen illustrieren uns die Bedeutung des Einfallswinkels der Strahlen, sie zeigen uns, wie wenig verschieden die Wärmeverhältnisse zwischen dem Äquator und etwa 20° Breite sind, wie dann aber in den höheren Breiten die Wärme ziemlich rasch gegen die Pole abnimmt. (Auf diesen Zahlen beruht die auf S. 43 ausführlich erörterte Temperaturabnahme vom Äquator gegen den Pol.)

Am Äquator, haben wir gesehen, ändert sich im Laufe des Jahres der Winkel, unter dem die Sonnenstrahlen um die Mittagszeit einfallen, nicht viel; anders liegen dagegen die Verhältnisse in höheren Breiten. Am Äquator

erreicht die Sonne das Zenit und steht um die Mittagszeit nie niedriger als $66^1/_2°$ über dem Horizont; schon am Wendekreis, wo sie ja auch im Hochsommer das Zenit erreicht, kann ihre Kulmination im Winter bis auf 43° herabsinken und mit wachsender Breite wächst auch dieser Gegensatz noch mehr. In 45° Breite sind die extremen Werte der Sonnenhöhe um Mittag $68^1/_2°$ und $21^1/_2°$ und schon am Polarkreis erhebt sich zur Zeit des Solstitiums die Sonne überhaupt nicht über den Horizont, die extremen Werte sind hier 47° und 0°.

Der Gegensatz zwischen Sommer und Winter wächst also mit der geographischen Breite. Dazu aber kommt noch ein anderer Faktor: der Unterschied in der Tagesdauer je nach der Jahreszeit. Derselbe verschwindet am Äquator, er ist noch am Wendekreis gar nicht besonders groß (längster Tag 13·4 Stunden, kürzester 10·6 Stunden), dann aber wächst er sehr rasch mit der Breite und am Polarkreis dauert ja schon der längste Tag 24 Stunden, während sich am kürzesten Tag die Sonne überhaupt nicht über den Horizont erhebt.

Der Unterschied in der Insolation zwischen Sommer und Winter wächst also ganz enorm mit der Breite, einmal wegen des Einfallswinkels und dann wegen der Tagesdauer.

Daß hierauf der gleichfalls mit der Breite sehr rasch wachsende Temperaturgegensatz zwischen Sommer und Winter beruht, das haben wir schon auf S. 42 erörtert, wir brauchen hier nicht noch einmal darauf einzugehen, aber wir wollen hier, statt einen einzelnen Ort herauszugreifen, sozusagen die Erde als ein Ganzes betrachten und die Insolationsverhältnisse im Sommer jenen im Winter gegenüberstellen!

Im Winter steht die Sonne auf der entgegengesetzten Hemisphäre, die Strahlen fallen um so schiefer auf, je weiter wir vom Äquator gegen den Polarkreis rücken; auch die Tagesdauer nimmt sehr rasch ab. Im Winter wird daher die Insolation mit wachsender Breite sehr schnell abnehmen, sie verschwindet geradezu vom Polarkreis bis zum Pol.

Anders im Sommer. Zur Zeit des Solstitiums steht hier die Sonne am Wendekreis um 12^h mittags im Zenit. Die Insolation wächst selbstverständlich vom Äquator gegen den Wendekreis. Von hier an aber bis in höhere Breiten fallen die Sonnenstrahlen um Mittag wieder schiefer auf; soweit dieser Faktor in Betracht kommt, würde die Insolation vom Wendekreis gegen die höheren Breiten wieder abnehmen; aber der zweite Faktor, die mit der Breite wachsende Tagesdauer, wirkt im entgegengesetzten Sinne und erweist sich als viel stärker, und darum nimmt tatsächlich die der Flächeneinheit der Erdoberfläche während eines Tages zur Zeit des Sommersolstitiums zugeführte Wärme bis zu etwa $43^1/_2°$ Breite zu. Nun erst gewinnt die Schiefe des Einfallens die Oberhand, die Insolation nimmt bis zu etwa 62° Breite ab. Vom Polarkreis bis zum Pol steht die Sonne volle 24 Stunden am Himmel. Am Polarkreis wechselt freilich die Höhe, sie steht um Mitternacht am Horizont, um Mittag am höchsten; am Pole bleibt sie dagegen die ganzen 24 Stunden immer in derselben Höhe von $23^1/_2°$ über dem Horizont. Da nun die Wärme, welche in 24 Stunden bei wechselnder Höhe der Sonne dem Boden zugeführt wird, kleiner ist als die bei gleichbleibendem

Sonnenstand, so nimmt nun neuerlich von 62° Breite an gegen den Pol hin die Insolation wieder zu, so daß tatsächlich die Flächeneinheit am Pol während eines Tages mehr Wärme erhält als in irgendeiner andern Breite! Und das gilt nicht nur für das Sommersolstitium, theoretisch wäre die Besonnung am Pol im Hochsommer durch volle 28 Tage größer als die irgendeines andern Ortes.

Es möge aber gleich hier einschränkend bemerkt werden, daß hierbei schlechthin die Besonnung betrachtet wurde ohne Rücksicht auf die Schwächung der Strahlen in der Atmosphäre, die gerade bei niedrigem Sonnenstand sehr groß ist. Berücksichtigt man dieselbe, dann nimmt auch im Hochsommer die Insolation von 40° Breite bis zum Pole hin ab.

Die folgende kleine Tabelle gibt eine Übersicht über die eben besprochenen Verhältnisse. Die Wärmemengen sind hier in 1000mal kleineren Einheiten als auf S. 84 angegeben.

	Wärmemenge während eines Tages.									
Breite	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
	Zeit der Äquinoktien.									
Wärmemenge	**1000**	985	940	866	766	643	500	342	174	0
	Zeit des Wintersolstitiums.									
Wärmemenge	**917**	797	659	507	348	191	54	0	0	0
	Zeit des Sommersolstitiums.									
Wärmemenge	917	1015	1087	1132	**1152**	1149	1137*	1175	1231	**1250**
	Sommersolstitium mit Rücksicht auf die Schwächung der Strahlen.									
Wärmemenge	432	497	540	**559**	554	523	472	406	359	347

Es wurden in diese Tabelle auch die Wärmemengen an einem Tage zur Zeit der Äquinoktien eingesetzt. Ziehen wir diese Zahlen mit in Betracht, dann sehen wir, daß wir eigentlich drei verschiedene Zonen zu unterscheiden haben: eine Zone, in welcher zwei Maxima der Insolation im Frühjahr und Herbst eintreten, eine Zone, in der die Insolation zeitweise überhaupt fehlt, und endlich eine mittlere Zone mit einem Minimum der Insolation im Winter, einem Maximum im Sommer. Es sind die Tropenzone, die Polarzone und die gemäßigte Zone.

Wir besprechen jetzt der Reihe nach diese drei charakteristischen Klimagebiete.

b) Das Tropenklima. Die Tropenzone erstreckt sich auf beiden Hemisphären vom Äquator bis zu dem Wendekreis ($23\frac{1}{2}°$) und umfaßt 0·40 der ganzen Erdoberfläche. Sie ist charakterisiert durch den Umstand, daß in ihr die Sonne jedes Jahr zweimal das Zenit erreicht, zur Zeit der Kulmination immer hoch am Himmel steht und die Tageslänge nur wenig variiert. Das ganze Jahr hindurch sind die Insolationsverhältnisse wenig verschieden, die örtlichen Unterschiede gering.

Klimatisch ist daher diese Zone ausgezeichnet durch die große Regelmäßigkeit und Gleichmäßigkeit des Wetters. Die Durchschnittstemperaturen liegen zwischen 20 und 28°, ein jährlicher Gang der Temperatur fehlt fast ganz. Es ist geradezu charakteristisch für die Tropenzone, daß die tägliche Temperaturschwankung meist größer ist als die jährliche. So weist beispielsweise Equatorville am Kongo im Innern des Kontinentes nur einen Unterschied zwischen wärmstem und kältestem Monat von 1·1° auf (Mitteltemperatur des wärmsten Monats 25·1, kältesten 24·0), während die tägliche Schwankung etwa 8° beträgt.

Die höchsten Maxima der Temperatur von etwa 50° in Massaua, im Innern Afrikas usw. kommen auch noch in der gemäßigten Zone vor, die tiefsten Temperaturen an der Grenze der Tropen erreichen 0°.

Ungleich unangenehmer machen sich aber die hohen Temperaturen bemerkbar, weil die Luft wegen ihres großen Feuchtigkeitsgehaltes meist schwül und drückend erscheint. Auch die Sonnenstrahlung, vor allem aber die Strahlung des zu enormen Temperaturgraden (selbst über 80° C) erhitzten Erdbodens, verursacht heftige Reizung der Haut und Sonnenstich.

Eine besondere Eigentümlichkeit des Tropenklimas ist die große Empfindlichkeit, welche man hier gegen nur geringe Abkühlung erhält. Schon Humboldt berichtet davon, daß er bei 21·8° in der Nacht vor Frost nicht schlafen konnte; und im Sudan, wo die Durchschnittstemperatur des kältesten Monats um einige Grade jene unseres Juli übertrifft, schlafen die Eingeborenen auf heizbaren Tonbänken! Auch diese Erscheinung rührt von dem hohen Feuchtigkeitsgehalte der Luft her.

Monotonie der Wärme zeichnet das Tropenklima vor den anderen aus. Der Gegensatz zwischen Sommer und Winter fehlt, an seine Stelle tritt der Gegensatz zwischen Regen- und Trockenzeit. Schon im § 12 auf S. 51 hatten wir Gelegenheit, das Zirkulationssystem zu besprechen, auf welches diese Erscheinung zurückzuführen ist. Von etwa 35° bis nahe zum Äquator weht auf beiden Hemisphären der Passat, der NE-Passat auf der Nord-, der SE-Passat auf der Südhemisphäre; ihre beiderseitigen Gebiete aber trennt das gleichförmige Druckgebiet des Kalmengürtels. Der Kalmengürtel aber folgt der Sonne, in unserem Sommer rückt er auf die Nord-, in unserem Winter auf die Südhemisphäre und mit ihm pendelt auch das Zirkulationssystem der Passate hin und her.

Der Passat selbst ist nun ein zumeist relativ trockener Wind mit vorwiegend heiterem und klarem Himmel, die Kalmenzone ein Gebiet mit relativ hoher Bewölkung und ergiebigem Niederschlag.

Darum werden wir schon von vornherein in den Tropen eine doppelte Periode des Niederschlages erwarten; wenn die Kalmenzone bei ihrer periodischen Verschiebung über den Beobachtungsort hinwegzieht, dann haben wir die Regenzeit, wenn der Ort in das Gebiet des Passates rückt, dann beginnt seine Trockenzeit. In der Tat ist dies nun auch vielfach in der Tropenzone der Fall, so beispielsweise im ganzen tropischen Afrika. Es kann aber unter Umständen, wenn eine Gebirgskette sich dem Passat entgegenstellt, auch dieser die Regenzeit bringen und in anderen Fällen kann es der an den Küsten häufige Monsun sein, der die eigentliche Regenzeit bringt.

Es ist in der folgenden Tabelle der jährliche Gang des Niederschlages an zwei tropischen Stationen wiedergegeben. Die Beobachtungen vom Kongo zeigen die schöne regelmäßige doppelte Periode; zwei Maxima, wenn die Kalmenzone vorüberzieht. Gorée an der Küste von Senegambien in 15° nördl. Br., die ja von der Kalmenzone nicht mehr überschritten wird, liefert ein hübsches Beispiel für den Monsunregen; eine scharf ausgesprochene einfache Periode, ein halbes Jahr beim Wehen des Wintermonsuns (aus dem Land zum Meer) fällt fast kein Regen.

Jänn.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Regenfall am unteren Kongo 5° südl. Br.											
74*	98	120	**255**	72	5	0	0	0	55	**211**	118
Regenfall zu Gorée (Senegambien).											
0	1	0	0	0	24	91	**251**	133	18	3	0

Die Regenzeit darf man sich aber nicht etwa so vorstellen, als ob es in ihr kontinuierlich, wie bei unseren Landregen, regnen würde. Im Gegenteil, während die Trockenzeit infolge von Grasbränden vielfach bedeckten Himmel aufweist und oft die geradezu unangenehmere Jahreszeit ist, ist in der Regenzeit der Himmel zeitweise sehr rein, die Regen fallen vorwiegend als Gewitterregen und zeigen einen ausgesprochenen täglichen Gang. Meist ist es während der Regenzeit in den Vormittagstunden heiter, allmählich tritt gewitterige Trübung ein, Nachmittag oder Abend bricht das Gewitter los und bis in die Nachtstunden regnet es. Leon (in Mexiko) hat von Juni bis September fast täglich Gewitter und in San José auf Costarica fallen von Mittag bis Mitternacht 94% der gesamten Regenmenge!

Die gleichförmige Druckverteilung der Kalmenzone stellt ja nur über einem größeren Gebiet unsere gewöhnliche sommerliche Gewittersituation dar. Darum sind die tropischen Regen Gewitterregen.

c) Das Klima der gemäßigten Zone. Charakterisiert ist das Klima der gemäßigten Zone, die auf beiden Halbkugeln vom Wendekreis bis zum Polarkreis reicht und 0·52 der ganzen Erdoberfläche einnimmt, durch den Umstand, daß in ihr die Sonne nie das Zenit erreicht, aber auch niemals 24 Stunden unter dem Horizonte bleibt, die Sonnenhöhe wie die Tagesdauer sind in ihr beträchtlich verschieden. Die Insolation ist eine mittelmäßige und darum ist auch die Jahrestemperatur eine mittlere. Nur in bezug auf diese verdient sie auch ihren Namen; die Durchschnittstemperatur allein ist gemäßigt. Im übrigen ist diese Zone geradezu ausgezeichnet durch die Größe der Extreme, die großen örtlichen und zeitlichen Verschiedenheiten, durch den fortwährenden Wechsel auch im Wetter.

Wir finden in der gemäßigten Zone der Nordhemisphäre jenen Ort, an welchem die höchste Temperatur auf der Erde vorkommen dürfte — Death Valley in Kalifornien, wo bereits zirka 58° C beobachtet wurden — wir finden hier an der Grenze gegen die Polarzone auch jenen Ort, wo die niedrigste bisher bekannte Temperatur abgelesen wurde: — 70° C in Werchojansk in

Sibirien. Aber nicht bloß örtlich sind die Unterschiede groß, auch im Laufe des Jahres finden wir beträchtliche Unterschiede und auch diese sind wieder je nach der Örtlichkeit sehr verschieden. Die Modifikation des solaren Klimas durch Land- oder Meeresflächen erreicht in dieser Zone ihren größten Wert. Werchojansk hat einen wärmsten Monat mit der Durchschnittstemperatur 15° C, einen kältesten mit der Durchschnittstemperatur — 51·2° C; dagegen hat in Valentia an der Südwestküste Irlands der wärmste Monat ungefähr dieselbe Temperatur 15·1°, aber die Durchschnittstemperatur des kältesten Monats ist hier nur 7·2°.

Bestimmend für den Charakter des Klimas der gemäßigten Zone ist hauptsächlich das Auftreten der vier Jahreszeiten und weiter der Umstand, daß es die Zone der vorwiegend westlichen Winde ist, die Zone der gleichfalls vorwiegend westöstlich ziehenden Barometerminima und -maxima und des durch sie bedingten Wechsels von regnerischem und schönem Wetter.

Wir werden in der speziellen Klimatologie das Klima dieser Zone noch näher beleuchten. Wir dürfen uns daher hier auf diese kurzen Bemerkungen beschränken.

d) Das Polarklima. An Raum tritt die Polarzone gegen die übrigen gewaltig zurück. Sie nimmt nur 0·08 der ganzen Erdoberfläche ein. Das für sie Charakteristische ist der Umstand, daß hier die Sonne mindestens einen vollen Tag unter dem Horizont bleibt, aber auch mindestens einen vollen Tag nicht untergeht. Am Polarkreis ($66^1/_2°$) sind diese Tage jene der Solstitien, aber wir brauchen nur wenig gegen den Pol hin zu gehen, dann scharen sich neue Tage von 24 Stunden Dauer zu beiden Seiten an das Sommersolstitium und neue Nächte von gleicher Dauer an das Wintersolstitium an. Am Pol selbst haben wir dann bereits ein halbes Jahr Tag vom 21. März bis 23. September und ein halbes Jahr Nacht in der übrigen Zeit. Dieses lange Fehlen jeder Insolation in der Polarzone zeichnet ihr Klima besonders aus. Ihm ist es zuzuschreiben, daß der Winter sich sehr verlängert und daß die tiefste Temperatur des Jahres erst im Februar oder März auftritt. Gerade die Polarnacht wirkt auch auf den Menschen am nachteiligsten ein, sie erzeugt zunächst Schläfrigkeit und Gleichgültigkeit, gegen ihr Ende tritt aber umgekehrt Nervosität und Schlaflosigkeit auf.

Sehr gesund, nur unangenehm durch die Mückenplage ist hingegen der Sommer der Polargegenden. Er zeichnet sich aus durch seine niedrige Temperatur. Die Sonne bleibt ja auch im Sommer immer tief am Horizont. Es wird zwar, wie wir hörten, das schiefe Auffallen der Strahlen ausgeglichen durch die lange Dauer des Tages; die Insolation ist also trotzdem eine recht beträchtliche, diese ganze Wärme wird aber für die Schneeschmelze verbraucht und es kann keine beträchtliche Temperaturerhöhung auftreten, weil die ganze Wärme verwendet wird, um sozusagen die in der Polarnacht aufgespeicherte Kälte zu überwinden. Das Eis, welches sich im Winter über dem Meere bildet, erreicht eine Dicke von mehreren Metern und auf dem Lande schmilzt der Schnee am besonnten Gehänge nur, um in den ebenen Lagen neuerdings zu gefrieren, und wenn sich auch die oberste Bodenschichte auf höhere Temperaturen erwärmt hat, zeigt sich doch unmittelbar

darunter, in nur wenigen Zentimetern Tiefe, das Grundeis, welches jede Kultur verhindert.

Monotonie der Kälte zeichnet das Polarklima aus. Es ist aber hervorzuheben, daß der Organismus hier die Kälte viel weniger empfindet. Man erträgt sie bei Windstille leicht und selbst den größten Temperaturwechseln darf man sich ungestraft aussetzen. Es hängt dies wohl mit der großen Trockenheit der Luft zusammen. Bei den niedrigen Temperaturen vermag die Luft nur Spuren von Wasserdampf aufzunehmen, die absolute Feuchtigkeit ist daher immer gering, wenn auch die relative Feuchtigkeit manchmal groß ist und ein durchdringendes Feuchtigkeitsgefühl erzeugt.

Wegen des geringen Dampfgehaltes der Luft sieht man auch nie geballte Wolkenformen; es fehlt überhaupt eine eigentliche Bewölkung, an ihre Stelle tritt ein die ganze Luft erfüllender Schneestaub aus feinsten Eiskristallen.

Um einen ungefähren Überblick über die Temperaturverhältnisse des Polargebietes zu geben, sollen, da sich hierzu später keine Gelegenheit mehr bieten wird, in der folgenden kleinen Tabelle von einigen Orten dieselben zusammengestellt werden.

Ort	Breite	Jahr	wärmster Monat	kältester Monat
Sabineinsel, Ostgrönland	74° 32′	— 11·7°	3·8°	— 24·1°
Gegend von Franz Josefland	81°	— 16·8	0·6	— 32·4
Ssagastyr, Lenamündung	73° 23′	— 17·2	4·6	— 38·0
Nordgrönland	82°	— 18·6	3·3	— 38·0
Drift der Fram (Nansen)	83½°	— 20·6	0·3	— 36·8

Wir können nach diesen Daten auf eine Jahrestemperatur des Nordpoles von etwas unter — 20° C schließen, es ist das niedrigste Jahresmittel auf der ganzen nördlichen Hemisphäre. Die Temperatur des wärmsten Monats liegt gewiß nahe bei 0°, wie ja überhaupt die obigen Zahlen für den Sommer sehr gleichartige Verhältnisse in der ganzen Polarzone ergeben. Ziemlich beträchtliche Unterschiede kommen im Winter vor. Die niedrigsten Wintertemperaturen finden wir einerseits im arktischen Nordamerika und Nordgrönland — in etwa 85° Br. nördlich von den Parryinseln dürften wir den einen Kältepol im Winter suchen — anderseits im polaren Asien, im Gebiete des zweiten und intensivsten Kältepoles im Winter, der aber selbst an der Grenze zwischen Polarzone und gemäßigter Zone, etwa bei Werchojansk in Ostsibirien gelegen ist. Die Durchschnittstemperatur des kältesten Monats ist hier, wie wir schon hörten, — 51·2°.

An der Ostküste Grönlands, Spitzbergen und Franz Josefland sind die Wintertemperaturen relativ hoch. Selbst in diesen hohen Breiten macht sich noch der Einfluß des Golfstromes bemerkbar.

Über das Klima der antarktischen Gegenden wissen wir nahezu nichts.

e) Land- und Seeklima. Wir haben eben gehört, daß im Winter die nördliche Hemisphäre zwei Kältepole aufweise und daß gerade der intensivste an die Grenze der gemäßigten Zone falle, nahezu unter den Polarkreis. Es ist dies eine Wirkung des gewaltigen asiatischen Kontinentes und

führt daher, daß in jedem der besprochenen Klimagebiete, jenem der Tropen, dem gemäßigten und der Polarzone, bedeutende Modifikationen hervorgerufen werden können je nach der Lage des betreffenden Ortes zu ausgedehnten Land- oder Wasserflächen oder je nach seiner Höhenlage. Diese Faktoren vermögen den Einfluß der geographischen Breite, wie er sich im solaren Klima offenbart, oft ganz zu unterdrücken.

Wir haben die Bedeutung der Oberflächenbeschaffenheit unserer Erde im § 11 in aller Ausführlichkeit besprochen. Wir sahen, daß nur auf dem Lande die Temperatur eine große Tagesschwankung aufweise, daß sie auf offenem Meere kaum einen Grad betrage; wir sahen den gleichen Unterschied im jährlichen Gang, eine starke Jahresschwankung nur auf dem Kontinente, eine geringe auf dem Ozean. Im Sommer ist das Meer kühl, das Land warm, im Winter liegen die Verhältnisse umgekehrt. Wir brauchen auf die Ursachen dieser Erscheinungen hier nicht noch einmal einzugehen; hier interessiert uns nur das so durchaus verschiedene Klimabild, das aus diesen Verhältnissen sich für den Kontinent und für den Ozean ergibt.

Wir werden es uns kaum besser entwerfen können, als wenn wir mit Hann auf demselben Parallelkreise (in etwa 52° nördl. Br.) von der atlantischen Küste Europas immer tiefer in den asiatischen Kontinent eindringen und das Verhalten der Mitteltemperaturen betrachten:

Ort unter 52° Br.	Valentia	Münster	Warschau	Orenburg	Barnaul
Wärmster Monat	15·1°	17·3°	18·7°	21·6°	21·8° C
Kältester Monat	7·2	1·3	— 4·3	— 15·3	— 18·0
Unterschied	7·9	16·0	23·0	36·9	39·8
Jahrestemperatur	10·6	9·1	7·3	3·3	1·7

An der Südwestküste Irlands, ganz ausgesetzt dem Einflusse des Atlantischen Ozeans, hat der wärmste Monat nur eine Mitteltemperatur von 15·1°. Obwohl wir nun auf demselben Breitenkreis bleiben, das solare Klima aller Orte also das gleiche ist, nimmt die Temperatur des wärmsten Monats kontinuierlich zu, je tiefer wir in den Kontinent eindringen, und erreicht im östlichen europäischen Rußland in Orenburg den Wert 21·6°. Der Einfluß des Kontinentes rückt die Sommertemperatur beträchtlich hinauf. Unvergleichlich stärker ist dieser Einfluß im Winter, aber er äußert sich im entgegengesetzten Sinne. In Valentia hat der kälteste Monat eine überraschend hohe Wintertemperatur 7·2°, schon in Münster ist sie um mehr als 5° niedriger und sie sinkt kontinuierlich bis auf — 18° in Barnaul in Sibirien.

Die Folge ist eine enorme Zunahme der jährlichen Schwankung; in Valentia ist der Unterschied zwischen wärmstem und kältestem Monat nicht einmal 8°, in Barnaul beinahe 40°! Auf demselben Parallel steigt, wenn wir immer tiefer in den Kontinent eindringen, auf der Strecke von 91 Längengraden die Temperatur des wärmsten Monats um 6·7°, jene des kältesten sinkt um 25·2°. Die winterliche Abkühlung durch den Einfluß des Kontinentes ist etwa 4mal so groß als die sommerliche Erwärmung und daher gibt der Winter auch für das Jahresmittel den Ausschlag; auch die Jahrestemperatur nimmt von Valentia bis Barnaul kontinuierlich ab. In den Breiten oberhalb

45° wirkt, wie wir schon im § 11 hörten, das Land im allgemeinen abkühlend.

Die Unterschiede im jährlichen Temperaturgang beziehen sich aber nicht allein auf die Amplitude, auch der Charakter des Ganges weist nicht unbeträchtliche Verschiedenheiten auf. Im Kontinentalklima tritt die höchste Temperatur bald nach der höchsten Sonnenhöhe auf, der wärmste Monat ist hier der Juli, der kälteste Monat der Jänner. Anders im Seeklima. Die Sonnenwärme vermag nur langsam die gewaltige Wassermasse zu erwärmen, daher bleibt das Frühjahr kalt, die tiefste Temperatur tritt erst im Februar oder März ein, die höchste tritt in gleicher Weise verspätet ein, erst im August. Aber der Einfluß des erwärmten Ozeans hält lange an, darum ist das Seeklima neben kaltem Frühjahr ausgezeichnet durch warmen Herbst.

Wir können sagen, im Kontinentalklima tritt die tiefste Temperatur im Jänner ein und liegt etwa 19·8° unter dem Mittel, die höchste 19·2° darüber im Juli. Im Seeklima dagegen fällt das Maximum auf August und seine Durchschnittstemperatur liegt nur 4·7° über dem Mittel, der kälteste Monat ist März mit einer Abweichung von — 3·5°.

Wie der jährliche Gang, weist auch der tägliche große Unterschiede auf. In Lissabon an der Küste ist die Tagesschwankung 6·6°, in Madrid im Innern 14·5°. Noch größer aber sind die Tagesschwankungen in den Wüsten, hier wurden schon solche von 20°—30° C beobachtet.

Sehr beträchtlich ist der Einfluß der Kontinentalität natürlich auf den Wassergehalt der Atmosphäre. Je weiter wir in den Kontinent dringen, um so mehr nimmt daher die Feuchtigkeit, die Bewölkung und auch der Niederschlag ab. Nur einige wenige Zahlen sollen diesen Einfluß uns illustrieren. An der Westküste Europas ist die relative Feuchtigkeit im Juli im Mittel zirka 75%, in Sibirien nur mehr 45—50% und zu viel geringeren Beträgen sinkt sie in den Wüsten.

Die Bewölkung ist in Nordwesteuropa im Durchschnitt 68%, in Westturkestan sinkt sie auf die Hälfte. Und ganz ebenso ist es mit dem Niederschlag. Während in Deutschland oder Österreich durchschnittlich etwas mehr als 700 *mm* im Jahre fallen, ist der jährliche Niederschlag in Nukuß im Süden des Aralsees nur 70 *mm*.

Charakteristisch für das Landklima ist seine Trockenheit, geringe Bewölkung und Niederschlag, vor allem die großen Extreme der Temperatur, der warme Sommer, der kalte Winter. Das Seeklima ist limitiert, hat geringe tägliche und jährliche Extreme, ist feucht und neigt zu höherer Bewölkung und stärkerem Niederschlag.

f) Das Höhenklima. Viel Ähnlichkeit mit dem Seeklima hat das Höhenklima; im Seeklima fehlt die Unterlage, die sich stärker erwärmen und stärker abkühlen kann, im Höhenklima ist sie vorhanden, aber wir sind ihr in der Höhe so weit entrückt, daß ihre Wirksamkeit sich nicht voll entfalten kann. Darum braucht auch hier die Wärme längere Zeit, bis sie die Höhe erreicht, das Höhenklima hat also mit dem Seeklima gemeinsam die späten Extreme, den warmen Herbst, das kalte Frühjahr, die geringe tägliche und jährliche Schwankung.

Wenn aber hieran die Erhebung über die Erdoberfläche, d. i. die unmittelbare Wärmequelle für die Luft schuld ist, dann liegt auf der Hand, daß all diese Eigentümlichkeiten nicht so sehr durch die absolute Seehöhe als hauptsächlich durch die relative Erhebung über das mittlere Terrain der Umgebung bedingt werden. Darum ist auch auf Hochebenen die Jahres- und Tagesschwankung durchaus nicht verkleinert, im Gegenteil, sie ist größer wegen der verstärkten Insolation. Sils Maria im Engadin hat eine weit größere Jahresschwankung als Rigikulm in derselben Seehöhe und in gleicher Weise zeichnen sich die Stationen auf dem Plateau der Rocky Mountains, wie z. B. Denver City, geradezu durch große Amplituden aus.

Die folgende Tabelle liefert dafür einen Beleg; sie zeigt uns auch die langsame Temperaturabnahme im Winter, die rasche im Sommer, eine Erscheinung, deren Ursachen bereits im § 11 behandelt wurden.

Ort	Zell a/S.	Schmittenhöhe	Sonnblick	Sils M.	Rigi	Denver C.
Seehöhe	750	1950	3100	1810	1784	1600 *m*
Jänner	— 5·9	— 7·1	— 13·0	— 8·1	— 4·6	— 3·5° C
Juli	16·1	9·0	1·5	11·2	9·9	22·1° C
Schwankung	22·0	16·1	14·5	19·3	14·5	25·6° C

Im Jahresmittel nimmt die Temperatur fast überall im allgemeinen Durchschnitt um 0·57° pro 100 *m* ab.

Eine Folge davon ist, daß am Äquator in etwa 5000 *m* die Isotherme 0° erreicht wird, in höheren Breiten natürlich in viel geringerer Höhe, und zwar hier wechselnd je nach der Jahreszeit, während sie am Äquator ungefähr in derselben Höhe verharrt. Die isotherme Fläche Null senkt sich daher vom Äquator gegen die höheren Breiten. Im Winter rascher, denn dann erreicht sie schon in etwa 47° das Meeresniveau, im Sommer unvergleichlich langsamer, denn selbst im Polargebiet erreicht sie dann (auf der Nordhemisphäre) nicht das Meeresniveau. Am stärksten schwankt daher die Isotherme 0° während des Jahres in den mittleren Breiten auf und ab; in den Ostalpen erhebt sie sich am raschesten (um 22 *m* pro Tag) zu Anfang Mai; sie senkt sich am raschesten (um 38 *m* pro Tag) Anfang November.

Schon unterhalb der Isotherme 0° kommen gelegentlich Schneefälle vor und so gibt uns der Verlauf, das Heben und Senken dieser Isotherme, auch ein Bild von den Schwankungen im Vorkommen der gelegentlichen Schneefälle, nur daß diese letzteren schon bei Wärmetemperaturen von einigen Graden, also um einige Hundert Meter tiefer vorkommen.

Der Begriff der Schneegrenze fällt damit nicht zusammen; man versteht darunter die Höhenlinie, bis zu welcher sich die zusammenhängende Schneedecke im Sommer zurückzieht, also die Grenze des „ewigen Schnees". Ihr Verlauf wird augenscheinlich durch verschiedene Faktoren bestimmt. Schneeschmelze wird eintreten, sobald die Temperatur 0° übersteigt, ja schon vorher bei kräftiger Insolation. Dennoch wird in einer Höhe, in welche im Sommer die Null Grad-Isotherme ansteigt, noch nicht aller Schnee verschwinden. Es wird, wenn im Winter beträchtliche Schneemengen ange-

häuft sind, viel höherer Temperaturen bedürfen, um alle Schneemassen zu schmelzen. Darum wird die Schneelinie zwar zum Teile abhängen von dem Verlaufe der Null Grad-Isotherme im Sommer, aber sie wird weiters in ausschlaggebender Weise beeinflußt von der Menge des im Winter gefallenen Schnees, sie wird also niedriger liegen als die Isotherme 0° im Sommer, und zwar um so niedriger, je niederschlagsreicher die betreffende Seite der Gebirge ist. In trockenen Gebieten mit spärlichem Schneefall wird schon eine geringe Erwärmung hinreichen, die Schneelage zu beseitigen. Wir geben im folgenden eine kleine Tabelle, die uns all diese Verhältnisse noch weiter verdeutlicht.

Gebirge	Anden v. Quito	NW-Himalaja	Tauern	Franz Josefland
Breite	Äqu.	32°	47°	82°
	Höhe der Isotherme Null in Metern.			
Jänner	5100	2800	0	—
Sommer	5100	5700	3200	zirka 300
Jahr	5100	4700	2050	—
	Höhe der Schneegrenze in Metern.			
Feuchte Seite	4500	4900	2600	100
Trockene Seite	4700	5600	2800	300

Je kontinentaler ein Gebirge liegt, um so stärker sind die Höhenschwankungen der Isotherme Null, um so höher liegt auch die Schneegrenze.

Neben der niedrigen Durchschnittstemperatur ist aber noch ein anderer Faktor, der ihr entgegenwirkt und sie uns leichter erträglich macht, für das Höhenklima charakteristisch: die größere Insolation. Die Sonne scheint öfters im Höhenklima und scheint kräftiger. Die Zunahme der Intensität der Strahlung mit der Höhe ist, da ja die Atmosphäre die Strahlen schwächt, leicht verständlich; die Begünstigung der Höhen in bezug auf Strahlungsdauer wurde bei Besprechung des Schönwettertypus S. 69 eingehend behandelt. Während die Niederung im Winter in ein Nebelmeer getaucht ist, haben die Höhen andauernden Sonnenschein. Es ist dies ein Faktor, der sehr in Betracht kommt, der den Winter in den höheren Lagen so angenehm macht.

Endlich haben wir noch einen für das Höhenklima wichtigen Faktor zu erwähnen; die Abnahme des Luftdruckes, die bei bedeutender Erhebung über das Meeresniveau sehr in Betracht kommt und Übelbefinden (Bergkrankheit) erzeugen kann. An welche extremen Verhältnisse sich übrigens auch in dieser Beziehung der Mensch gewöhnen kann, das möge die Tatsache zeigen, daß im Dorf St. Vincente in Bolivia in einer Höhe von 4580 *m* von den Bewohnern auch ein mittlerer Luftdruck von nur 436 *mm* noch ertragen wird.

§ 18. Das Klima von Europa.

Wir haben unter jenen Faktoren, welche das solare Klima sehr wesentlich modifizieren, auch die „Aktionszentren" der Atmosphäre genannt (S. 81). Nirgends können wir diesen Einfluß besser studieren als in Europa und

wenn wir in Europa drei klimatisch ganz wesentlich verschiedene Gebiete unterscheiden, zwischen denen als viertes das Klimagebiet von Mitteleuropa in der Mitte liegt, so wird dies allein durch ihre Lage zu verschiedenen Aktionszentren bedingt. Das Klima der Mittelmeerländer steht ganz unter dem Einflusse des Hochdruckgebietes über den Azoren, das Klima von Nordwesteuropa ist ein Seeklima, das ganz bestimmt wird durch das isländische Minimum. Rußland gehört schon zum russisch-asiatischen Kontinentalklima und, wie gesagt, Mitteleuropa liegt inmitten und partizipiert an jedem der anderen. Wir behandeln daher auch jedes der vier Gebiete für sich.

a) Das Klima der Mittelmeerländer. Dieses Klimagebiet umfaßt die Iberische Halbinsel, das südöstliche Frankreich, Italien, Istrien, Dalmatien und die Balkanhalbinsel; wir müssen aber auch eigentlich noch von außereuropäischen Ländern hinzuzählen Kleinasien, die Arabische Halbinsel, ja selbst noch Persien, den Nordrand von Afrika und die Inseln im Westen (Azoren etc.).

Es ist dieses Gebiet — vermöge seiner südlichen Lage — das wärmste von ganz Europa, besonders der Winter zeichnet sich durch ungewöhnliche Milde aus. Der Einfluß des Mittelmeeres und im westlichen Teile das Hereinreichen des atlantischen Seeklimas sind Ursache der hohen Wintertemperatur.

Neben diesen Faktoren kommt aber vor allem der Sonnenreichtum, die Heiterkeit und Reinheit des Himmels in Betracht. Ist auch der „ewigblaue" Himmel Griechenlands eine kleine Übertreibung, so lehrt uns doch die nebenstehende Tabelle der Bewölkung und des Niederschlages im Mittelmeergebiet, daß besonders im Sommer die mittlere Bewölkung tatsächlich eine minimale ist. Ein Monat, in welchem im Durchschnitt die Bewölkung nur 10% beträgt, kommt in unseren Gegenden auch nicht ausnahmsweise vor. Und Tage mit Niederschlag sind im Sommer geradezu eine Seltenheit.

Ursache dieser das Klima der Mittelmeerländer in erster Linie charakterisierenden Erscheinung ist nun allein die Lage derselben zum Barometermaximum der Azoren. Besonders im Sommer liegt ja der ganze westliche Teil des Mittelmeeres noch im Gebiete desselben und hat daher Anteil an jenem Wettertypus, der überhaupt das Barometermaximum (vgl. S. 68) charakterisiert. Am östlichen und südöstlichen Rande des Maximums wehen aber nördliche und nordöstliche Winde, die um so stetiger werden, je weiter wir uns gegen Süden begeben, sie gehen dort direkt über in den Passat. Auch solche beständige Winde sind, wenn sich ihnen nicht ein Gebirge entgegenstellt, der Entstehung lokalen Aufsteigens der Luft und damit der Wolkenbildung nicht günstig.

Im Winter rückt das Azorenmaximum weiter westlich, es bildet sich dann zwischen ihm und dem großen Maximum über Asien eine Rinne tiefen Druckes,[1]) das ist die verhältnismäßig trübe Zeit der Mittelmeerländer. Darum haben die Mittelmeerländer Winterregen, aber regenarme Sommer. Am schärfsten sehen wir dies im Süden derselben ausgesprochen, hier

[1]) Auch die relativ hohe Temperatur des Mittelmeeres um diese Zeit hat hieran ihren Anteil.

Bewölkung und Niederschlag im Mittelmeergebiet.

Ort	Jänn.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Bewölkung in Prozenten:												
Athen . . .	55	56	52	46	36	24	10	11	22	40	56	56
Zahl der Niederschlagstage:												
Madeira . .	10·7	8·6	9·4	7·3	5·3	2·3	0·8	1·0	3·3	7·9	10·5	11·6
Jerusalem .	11·6	10·4	8·3	5·0	1·8	0·1	0·0	0·0	0·2	1·5	6·1	9·7
Verteilung der Regenmenge in Prozenten der Jahressumme:												
Madeira . .	16	12	11	8	3	2	0	0	2	9	**20**	17
Malta . . .	16	10	9	4	1	0	0	2	5	14	17	**22**
Mittelitalien .	8	7	9	8	7	7	4	6	9	**13**	12	10
Südfuß der ital. Alpen .	5	4	6	8	11	**12**	9	9	8	**12**	10	6
Jerusalem .	23	14	7	1	0	0	0	0	1	8	21	**25**

schrumpft die Regenzeit auf 4 Monate zusammen, je weiter wir nördlicher gehen, um so mehr verteilt sich der Niederschlag auch auf die anderen Monate; ja in den gebirgigen Gegenden mit ihrer größeren Neigung zur Gewitterbildung haben wir geradezu ein zweites Maximum im Frühsommer.

Auch die große Trockenheit der Mittelmeerländer rührt von dem Umstande her, daß sie im Gebiete des absteigenden Luftstromes des subtropischen Maximums liegen. Nicht der Nähe der Sahara verdankt das Mittelmeer seine Trockenheit (das wäre schon wegen der vorwiegend nördlichen Winde nicht möglich); umgekehrt, die Sahara ist hervorgerufen durch die Regenarmut im Gebiete des absteigenden Passates. Trotz der Meeresnähe haben wir selbst im Winter an der adriatischen Küste meist nur 70% relative Feuchtigkeit, und wo noch ein lokales Absteigen der Luft hinzukommt, wie im Gebiet der Bora oder an der ligurischen Küste, wo namentlich in der Umgebung von Genua ein föhnartiger Nordwind vorkommt, haben wir viel größere Trockenheiten. In Genua ist die durchschnittliche relative Feuchtigkeit 57% und gelegentlich sinkt sie bis auf 8—10%.

Die absolute Regenmenge ist übrigens deshalb nicht gering, der Regen fällt meist in kurzen kräftigen Güssen und der Gesamtbetrag ist örtlich sehr verschieden.

Absolute Regenmenge im Jahre.

Lissabon	Madrid	Biskra	Algier	Nizza	Rom	Ragusa	Athen
726	419	209	715	838	760	1623	385 *mm*

Was nun die Temperaturverhältnisse anbelangt, so zeichnet sich das Gebiet vor allem durch einen warmen Herbst aus, man erkennt den Einfluß des Meeres. Auch die Extreme sind nicht beträchtlich, sie wachsen von Westen nach Osten. Der Westen ist eben noch stark vom Atlantischen Ozean beeinflußt, hier ist, wie uns Madeira zeigt, die Jahresschwankung außerordentlich klein. Nirgends außer in den Tropen haben wir ein so gleichförmiges Klima wie in Madeira. Im übrigen hängt die Jahresschwankung ab von der Lage an der Küste oder im Innern, Lissabon und

Temperaturtafel für Südeuropa (Mittelmeergebiet).[1])

Ort	Länge	Breite	Seehöhe	Jahresmittel	Kältester Monat	Wärmster Monat	Unterschied	Mittl. Maximum	Mittl. Minimum
Madeira .	—16°24′	32°38′	25 *m*	18·6°	15·4°	22·6°	7·2°	29·3°	9·3°
Algier . .	3 3	36 48	20	18·1	12·1	25·0	12·9	37·1	3·6
Tripolis .	13 11	32 53	30	20·1	12·2	26·0	13·8	—	—
Kairo . .	31 16	30 0	33	21·3	11·9	29·1	17·2	42·9	2·5
Beirut . .	35 29	33 54	35	20·4	13·0	27·5	14·5	35·2	4·0
Lissabon .	— 9 8	38 43	102	15·6	10·3	21·7	11·4	35·7	1·5
Madrid .	— 3 41	40 25	655	13·5	4·9	24·5	19·6	39·6	— 6·9
Nizza . .	7 6	43 41	20	15·7	8·4	23·9	15·5	31·0	— 0·9
Rom . .	12 29	41 54	50	15·3	6·7	24·8	18·1	35·0	— 3·5
Palermo .	13 25	38 7	72	17·9	11·0	25·4	14·4	39·7	0·0
Malta . .	14 30	35 53	34	19·0	13·0	26·2	13·2	35·9	6·1
Athen . .	23 44	37 58	103	17·3	8·2	27·0	18·8	38·4	— 1·8
Triest . .	13 46	45 39	26	14·0	4·7	24·1	19·4	32·6	— 4·6
Sarajewo	18 26	43 52	540	9·4	— 1·9	19·7	21·6	34·3	—19·7
Bukarest.	26 6	44 26	90	10·6	— 2·9	22·8	25·7	34·6	—20·9

[1]) Die Zahlen dieser Tabelle sind dem Hannschen Handbuche der Klimatologie entlehnt.

Madrid bieten uns ein Beispiel. Auf der Balkanhalbinsel haben wir im Innern schon recht kontinentale Verhältnisse, die Jahresschwankung erreicht hier Beträge von über 20, was hauptsächlich auf Rechnung der niedrigen Wintertemperaturen zu setzen ist. Im allgemeinen bleibt aber sonst die Mitteltemperatur des kältesten Monates weit über Null. Gelegentlich freilich treten auch Temperaturen unter Null überall an den Nordküsten des Mittelmeeres auf, in kontinentaleren Lagen sinkt sogar die Temperatur hie und da beträchtlich. In der Poebene kommen Winterminima von — 17·7° vor (Alessandria); in Sofia wurde als tiefste Temperatur gar — 31·2° beobachtet. Es sank übrigens selbst in Rom die Temperatur bis — 6·0° und sogar in Palermo lag das tiefste Minimum unter Null (— 0·2°).

Besonders tiefe Minima kommen aber an der Küste niemals vor und bei Sonnenschein und Lufttrockenheit, bei rascher Erwärmung der Luft im Laufe des Vormittags haben auch die relativ tiefen Temperaturen praktisch wenig zu bedeuten. Deshalb werden auch die Küsten des Mittelmeeres so vielfach als Winterkurorte aufgesucht.

Die folgende Zusammenstellung soll ein Bild der Wintertemperaturen, zugleich auch der tiefsten Temperaturen geben, die im Durchschnitt alljährlich zu erwarten sind. Auch die nach Süden offenen Täler auf der Südseite der Alpen, die wegen ihrer südlichen Exposition einerseits ganz gegen das Klimagebiet des Mittelmeeres offen sind, anderseits sich eines besonderen Sonnenreichtums und Windschutzes gegen Norden erfreuen, gehören fast noch in dieses Klimagebiet. Am Lago maggiore, am Luganer, Komer und Gardasee finden wir denn auch tatsächlich eine ganze Reihe beliebter Winterkurorte. Zum Vergleiche sind noch die Temperaturen im oberen Etschtal (Bozen, Meran) und Mailand aufgenommen; das letztere hauptsächlich um zu zeigen, daß wir in der Poebene trotz ihrer südlicheren Lage wesentlich tiefere Temperaturen vorfinden als an den oberitalienischen Seen, so daß tatsächlich diese nach Süden offenen Täler als nach Norden vorgeschobene winterliche Wärmeinseln erscheinen.

Ungefähre Wintertemperaturen klimatischer Kurorte.

Monat	Nov.	Dez.	Jän.	Febr.	März	Mittl. Min.
Riviera	12°	9°	8½°	9½°	11°	— 2°
Seengebiet	7°	3½°	2°	4°	7½°	— 5°
oberes Etschtal	5½°	1½°	½°	3½°	7½°	— 8°
istrianische Küste	9½°	6°	5°	6°	8½°	— 4½°
Mailand	6·4°	1·9°	0·4°	3·4°	7·8°	— 9·7°
Lussin	11·7	8·5	7·4	7·7	9·4	— 1·2
Korfu	15·1	11·7	10·3	10·7	12·3	1·7

b) Das Klima von West- und Nordwesteuropa. Wird das Klima der Mittelmeerländer vom Azorenmaximum beherrscht, so ist für das Klima des nun zu besprechenden Gebietes, zu dem wir Großbritannien, den größeren Teil von Frankreich, Belgien, Holland, Nordwestdeutschland, Dänemark und Skandinavien rechnen, das isländische Minimum bestimmend.

Temperaturtafel für West- und Nordwesteuropa.[1])

Ort	Länge	Breite	Seehöhe	Jahresmittel	Kältester Monat	Wärmster Monat	Unterschied	Mittl. Maximum	Mittl. Minimum
Scillyinsel	— 6° 18′	49° 55′	31 *m*	11·5°	7·7°	16·4°	8·7°	—	—
Valentia .	— 10 18	51 54	7	10·6	7·2	15·1	7·9	24·2°	— 1·7°
Hebriden .	— 8 34	57 49	11	9·7	6·4	14·1	7·7	—	—
Farör . .	— 6 44	62 2	9	6·4	3·1	10·7	7·6	18·4	— 8·9
Dublin . .	— 6 21	53 22	48	9·5	4·7	15·4	10·7	24·7	— 5·1
Greenwich	0 0	51 33	37	9·7	3·6	17·0	13·4	31·3	— 8·1
Brest . .	— 4 27	48 23	65	11·7	6·3	17·9	11·6	32·4	— 4·3
Paris . .	2 20	48 50	34	9·9	2·2	18·1	15·9	33·1	—10·0
Hamburg .	9 58	53 33	20	8·3	0·1	17·1	17·0	31·1	—12·4
Bergen . .	5 21	60 23	17	7·0	—0·9	14·4	15·3	26·2	—11·1
Upsala . .	17 38	59 52	24	4·5	—4·7	16·1	20·8	30·4	—23·9

Die fortwährend von diesem ausgesandten Ausläufer bedingen für ganz West- und Nordwesteuropa westliche Winde und rücken daher dieses Gebiet ganz in das atlantische Seeklima hinein. Nirgends in Europa haben wir daher eine so geringe Jahresschwankung der Temperatur als in diesem Gebiet. An der Westküste von Großbritannien erreicht sie — vgl. die Tabelle — ihre geringsten Werte von etwa 8°, nur im schon teilweise kontinental gelegenen Schweden werden die Wintertemperaturen niedriger und damit auch die Jahresschwankung größer. Sie nimmt überhaupt von Westen nach Osten nicht unbeträchtlich zu.

Vor allem äußert sich der Charakter des Seeklimas durch die so niedrigen Sommertemperaturen, wie wir sie sonst nirgends in Europa finden, in zweiter Linie durch die hohen Temperaturen des Winters. Valentia in 52° nördl. Br. hat eine durchschnittliche Temperatur im kältesten Monat (hier Dezember) wie Lussin piccolo, aber wie grundverschieden ist im übrigen der Charakter des Klimas an beiden Orten. Lussin hat unter dem Einflusse des Azorenmaximums ein heiteres, sonniges, trockenes, windstilles Klima, das uns so recht die hohe Bedeutung der Sonnenstrahlung für ein Winterklima vor Augen führt, in Valentia zeigt sich in aller Schärfe, welche Bedeutung die unmittelbare Nähe eines beständigen Depressionsgebietes hat, wir haben hier fast beständig das typische Wetter im Barometerminimum: feucht, trüb, regnerisch und stürmisch. Auch in Lussin ist die absolute

[1]) Die Zahlen dieser Tabelle sind dem Hannschen Handbuche der Klimatologie entlehnt.

Regenmenge durchaus nicht gering, aber der Regen fällt in kurzen, luftreinigenden Güssen, in Valentia nieselt es fast den ganzen Tag.[1])

Die Zahl der Regentage im Jahre ist in Valentia 247 (am Mittelmeer nur zirka 100), jene der Nebeltage 81. Die relative Feuchtigkeit ist ungemein gleichförmig, im Winter etwa 85% und selbst im trockensten Monat 79%. Auch dieser (der Mai) hat 18 Regentage. Und welcher Gegensatz in der Besonnung! Lussin hat im Sommer 70% der möglichen Sonnenscheindauer, Valentia nur 36% und im Winter hat Lussin 41, Valentia nur 22%; durchaus etwa die Hälfte. Valentia weist ja allerdings als eine der westlichst gelegenen Stationen besonders extreme Verhältnisse auf, dennoch ist sein Verhalten für das ganze Gebiet typisch.

Wir müssen aber noch einen andern Faktor bei diesem Klimagebiet in Betracht ziehen: den Golfstrom. Er hat auch seinen Anteil daran, daß die Wintertemperaturen hier so hohe sind und vor allem, daß sowohl die Durchschnitts- wie die Wintertemperaturen gegen Norden so langsam abnehmen; haben doch die Farör in 62° Br. im kältesten Monat noch eine Durchschnittstemperatur von mehr als 3° über Null; und die nördlichste meteorologische Station Fruholmen in 71° Br. hat nur — 3·4°! Fast haben wir solche Temperaturen schon im Mittelmeergebiet getroffen.

c) Das Klima von Rußland. Rußland wird beherrscht durch das russisch-asiatische Kontinentalklima. Wir haben hier ein reines Kontinentalklima mit allen seinen Eigenschaften. Wir haben schon bei Besprechung des Unterschiedes zwischen Land- und Seeklima (S. 91) die beträchtliche Zunahme der Extreme von Westeuropa gegen Rußland besprochen und gesehen, daß sich das östliche Europa insbesonders durch seine tiefen Wintertemperaturen auszeichnet. Die folgende Tabelle zeigt uns, daß die Sommertemperaturen ja nicht viel höher sind wie jene von Nordwesteuropa, aber so tiefe Wintertemperaturen wie in Rußland finden wir nirgends sonst in Europa und daher auch nirgends so beträchtliche Werte der Jahresschwankung. Nirgends finden wir auch so tiefe durchschnittliche, also alljährlich zu erwartende Minima.

Ganz Rußland hat mit alleiniger Ausnahme der Distrikte an den Ufern des Schwarzen Meeres durchschnittliche Winterminima unter 25° Kälte, im Nordosten solche von — 40°; und die tiefsten überhaupt vorkommenden Temperaturen reichen vielfach bis zum Gefrierpunkt des Quecksilbers, ja sie übertreffen ihn sogar; sie gehen im Nordosten Rußlands bis auf — 50° C hinab.

Die Ursache dieser beträchtlichen Abkühlung im Winter liegt darin, daß ganz Rußland unter dem Einflusse des asiatischen Hochdruckgebietes steht. Der Kontinent vermag im Innern eines Maximums bei Windstille und heiterem Himmel durch Ausstrahlung ganz außerordentlich auszukühlen und mittelbar verliert dadurch auch die über dem Boden lagernde Luft ihre Wärme. Es ist ja nun allerdings richtig, daß unter dem Einflusse von Depressionen auch in Rußland Westwinde wehen; wenn dieses aber der

[1]) Wie nach Osten hin die Wintertemperaturen abnehmen, die Jahresschwankung zunimmt, so nimmt auch nach Osten der Einfluß des isländischen Minimums ab. Je weiter östlich, um so geringer wird die Trübung und die Feuchtigkeit.

Temperaturtafel für Osteuropa (Rußland).[1])

Ort	Länge	Breite	Seehöhe	Jahresmittel	Kältester Monat	Wärmster Monat	Unterschied	Mittl. Maximum	Mittl. Minimum	Tiefstes Minimum
Archangel	40°32′	64°33′	15*m*	0·3°	−13·7°	15·8°	29·5°	29·2°	−35·6°	−47·5°
Helsingfors	24 57	60 10	20	3·9	−7·0	16·5	23·5	26·7	−27·3	−31·5
St. Petersburg . .	30 16	59 56	10	3·7	−9·3	17·7	27·0	29·3	−28·5	−39·0
Wilna . .	25 18	54 41	120	6·5	−5·6	18·6	24·2	29·9	−23·8	−33·8
Kiew . .	30 31	50 26	180	6·8	−6·2	19·2	25·4	32·1	−23·2	−33·1
Moskau .	37 40	55 46	160	3·9	−11·0	18·9	29·9	31·4	−30·5	−42·5
Kasan . .	49 8	55 47	80	3·0	−13·8	19·6	33·4	31·1	−32·4	−37·0
Odessa . .	30 44	46 29	70	9·8	−3·7	22·6	26·3	—	—	—
Jalta . .	34 11	44 30	41	13·4	3·5	24·2	20·7	(35·0)	(−10·7)	—
Astrachan	48 2	46 21	−20	9·4	−7·2	25·5	32·7	36·3	−26·0	−31·9
Tiflis . .	44 48	41 43	409	12·7	0·2	24·5	24·3	—	—	—
Baku . .	49 50	40 22	2	14·4	3·4	26·0	22·6	—	—	—
Trapezunt	39 45	41 1	30	14·5	6·0	22·8	16·8	33·5	−1·0	—

Fall ist, dann haben sie bereits so lange über Land geweht und über diesem sich abgekühlt, daß sie selten wirkliches Tauwetter bringen. Die Temperatur erhebt sich wenig über Null, sie bringen nur Schneefall und wenn dann im Laufe des Winters der hohe Luftdruck sich weiter nach Norden verlagert, dann kann wegen des großen Ausstrahlungsvermögens, das der Schnee besitzt, erst recht die Abkühlung des schneebedeckten Bodens vor sich gehen.

Den relativ mildesten Winter hat noch der äußerste Norden von Rußland und ein überhaupt anderes Gebiet repräsentiert der Süden, die Uferländer am Schwarzen Meer. Hier macht sich der Einfluß des Schwarzen Meeres selbst, vielleicht auch jener des Mittelmeeres geltend. Durch ganz überraschend milde Wintertemperaturen zeichnet sich besonders die südliche Krim (Jalta) aus; dem Windschutze gegen Norden und der vorgeschobenen Lage im Schwarzen Meer verdankt sie diese besondere Begünstigung. Wenigstens die südlichen Teile des Schwarzen Meeres und des Kaspisees müssen überhaupt noch in das Klimagebiet der Mittelmeerländer gerechnet werden; die hohen Herbsttemperaturen und die Winterregen haben die Südküste

[1]) Die Zahlen dieser Tabelle sind dem Hannschen Handbuche der Klimatologie entlehnt.

der Krim und das Küstengebiet des Kaspischen Meeres auch in der Tat mit den Mittelmeerländern gemein.

Das übrige Rußland hat ausgesprochene Sommerregen; im Sommer herrscht ja der tiefe Luftdruck über Asien. Hier soll nur auf die bei Besprechung des Klimas von Asien gegebene Regentabelle verwiesen werden. Sie enthält auch Zahlen für das europäische Rußland.

d) Klima von Mitteleuropa. Inmitten der eben besprochenen drei charakteristischen Klimagebiete liegt Mitteleuropa. Mit der Rheinprovinz, mit Baden und den nördlichsten Teilen der Schweiz ragt es fast noch ins atlantische Klimagebiet von Westeuropa, mit Schlesien und Galizien ins russische Kontinentalklima, mit Südtirol beinahe ins mediterrane Klimagebiet hinein. Die Durchschnittstemperaturen weichen von jenen Westeuropas nicht wesentlich ab, aber die Winter sind kälter und die Sommer etwas wärmer. Wir haben in Mitteleuropa nicht unbeträchtliche klimatische Gegensätze und vor allem sind die Verhältnisse jahrweise sehr verschieden. Verschiebung der Aktionszentren kann bewirken, daß einmal ganz Mitteleuropa in das atlantische Klimagebiet, das andere Mal in das russische Kontinentalklima einbezogen wird (man vgl. S. 81), ja es kann in einem schönen Frühling bei kräftiger Entwicklung und vorgeschobener Lage des Azorenmaximums Anklänge an den klimatischen Charakter der Mittelmeerländer aufweisen.

Eine große Bedeutung für das Klima von Mitteleuropa hat aber die Alpenkette. Durch sie wird nicht nur in der Schweiz und in den österreichischen Alpenländern die Möglichkeit zur Entfaltung eines Höhenklimas und zur Ausbildung klimatisch durch den Föhn ausgezeichneter Gebiete mit ihrem warmen Herbste und auch erhöhter Wintertemperatur gegeben, sie wirkt vor allem als scharfe Klimascheide, die in der Schweiz und in Tirol sich besonders intensiv fühlbar macht, da wir ja hier beim Übergang über einen der Schweizer Pässe (Simplon und Gotthard, Splügen, Maloggia-, Berninapaß und Stilfser Joch) oder über den Brenner unmittelbar in jene klimatisch so begünstigten Gebiete, ins Tessin-, Veltlin- oder Etschtal, in das Gebiet der oberitalienischen Seen zu kommen vermögen. Die Alpenkette wirkt hier nicht nur als Schutz vor den Nordwinden, sie hält auch die feuchten und trüben Westwinde ab, sie nötigt sie, ihren Wassergehalt noch auf der Nordseite der Alpenkette abzugeben. Darum ändert sich auch die Bewölkung und die Sonnenscheindauer so stark und geradezu sprunghaft. Basel, Zürich und Bern haben durchschnittlich etwa 1760 Stunden Sonnenschein, Lugano 2250. Dem Schutze gegen die feuchten Westwinde ist es auch zuzuschreiben, daß sich die durch hohe vorgelagerte Alpenketten eingesäumten Hochflächen, wie das obere Engadin, selbst im Sommer durch ihr trockenes Wetter auszeichnen und darum auch vom Wetterstandpunkte als Sommerfrischen beliebt sind. Auch von den höher gelegenen Teilen von Südtirol gilt dasselbe.

Ebenso rasch wie die Bewölkung ändert sich auch die Temperatur. Innsbruck hat eine Jahrestemperatur von 7·9°, St. Georg bei Bozen in derselben Seehöhe 10·7° (Gries bei Bozen 11·7); auf 87 *km* Entfernung kommt eine Temperaturdifferenz von 2·8°.

Temperaturtafel für Mitteleuropa.[1])

Ort	Länge	Breite	Seehöhe	Jahresmittel	Kältester Monat	Wärmster Monat	Unterschied	Mittl. Maximum	Mittl. Minimum
Köln . . .	6° 57′	50° 55′	60 *m*	10·1°	1·9°	18·7°	16·8°	—	—
Berlin . .	13 23	52 30	48	8·6	— 0·2	18·4	18·6	33·0°	— 15·4°
Dresden .	13 44	51 3	130	8·7	— 0·1	18·2	18·3	32·9	— 17·1
Breslau. .	17 2	51 7	147	8·3	— 1·5	18·6	20·1	30 9	— 18·4
Heidelberg	8 42	49 25	120	9·9	1·3	18·9	17·6	32·5	— 14·2
Bregenz .	9 45	47 30	410	8·2	— 0·9	17·5	18·4	30·2	— 15·2
München .	11 36	48 9	529	7·2	— 2·6	17·1	19·7	30·4	— 18·5
Wien . .	16 21	48 14	225	9·1	— 1·6	19·7	21·3	33·5	— 14·5
Budapest .	19 2	47 30	153	10·0	— 1·9	21·4	23·3	33·2	— 12·2
Tarnopol .	25 23	49 35	304	6·3	— 5·9	18·1	24·0	30·3	— 23·4
Basel . .	7 35	47 33	278	9·3	— 0·5	19·1	19·6	30·5	— 13·8
Zürich . .	8 33	47 23	470	8·5	— 1·6	18·4	20·0	30·4	— 13·8
Genf. . .	6 9	46 12	408	9·5	— 0·1	19·2	19·3	31·8	— 10·7
Lugano .	8 57	46 0	275	11·3	1·1	21·5	20·4	31·4	— 6·5
Bozen . .	11 21	46 30	260	12·0	0·0	23·0	23·0	33·0	— 7·7
Riva . . .	10 50	45 53	90	13·0	2·8	23·2	20·4	30·9	— 5·0
Klagenfurt	14 18	46 37	440	7·2	— 6·2	18·9	25·1	32·2	— 21·7

Viel allmählicher erfolgt der Temperaturübergang weiter im Osten. Hier haben wir ja eine Reihe parallel ziehender Ketten, die einerseits einen schroffen Übergang überhaupt unmöglich machen, anderseits zu westöstlich verlaufenden Tälern Veranlassung geben, die sich durch ganz exzeptionelle Wintertemperaturen auszeichnen.

In der Temperaturtabelle sind Bozen und Klagenfurt in nahezu derselben Breite einander gegenübergestellt. Bozen hat eine mittlere Jännertemperatur von etwa 0°, Klagenfurt von — 6·2°. Die durchschnittlichen Minima in Bozen sind kaum — 8°, in Klagenfurt erreichen sie beinahe — 22°. Wir lernten Klagenfurt, überhaupt das Kärntner Becken, als winterlichen Kaltluftsee bereits kennen, das gleiche gilt aber auch von den anderen Tälern der Ostalpen, vom Gailtal, vom Ennstal und Savetal. Hier sammelt

[1]) Die Zahlen dieser Tabelle sind dem Hannschen Handbuche der Klimatologie entlehnt.

sich die von den Hängen herabfließende kalte Luft und sie stagniert hier, denn die Täler sind nur gegen den kalten kontinentalen Osten offen, sie gewähren höchstens den kalten Ostwinden Zutritt, nie aber vermag eine warme Westströmung einzudringen, um die kalte Luft aus ihnen zu verdrängen. Wir beobachten hier im Kärntner Becken oder im Gailtal (Tröpolach mittlere Jännertemperatur — 7·4°) Wintertemperaturen, wie sie sonst nirgends in Mitteleuropa in gleicher Seehöhe vorkommen, außer an der Ostgrenze von Galizien und in der Bukowina.

Eine eigentümliche Stellung nimmt klimatisch Ungarn ein. Wie Galizien ragt es schon in das russische Kontinentalklima hinein und sein Klima ist auch ein entschieden kontinentales, aber der Gebirgsrand im Norden schützt es vor zu niedrigen Wintertemperaturen. Im Sommer haben wir hier fast subtropische Temperaturen, der Sandboden erhitzt sich bis 67° C, es herrscht große Trockenheit, ja Dürre und viele Anklänge an das kontinentale Steppenklima. Die Regen treten im Frühsommer auf, während das übrige Mitteleuropa meist Sommerregen hat.

§ 19. Das Klima von Asien.

Asien ist jener Weltteil, in welchem das Land im größten Zusammenhange und mit sehr geringer Küstenentwicklung auftritt, seine klimatischen Verhältnisse werden deshalb geradezu typisch sein für ein Kontinentalklima. Wenn wir von einem ganz kleinen Gebiet[1]) im Südwesten (Kleinasien, Arabien, Persien) absehen, wird auch in der Tat ganz Asien durch sein Kontinentalklima beherrscht und ist auch deshalb der Erdteil der größten Gegensätze.

Dennoch ist das Klima Asiens kein einheitliches, wir müssen vielmehr zwei grundverschiedene Gebiete, das tropische und das außertropische, unterscheiden, welche ziemlich scharf durch die Kette des Himalaja getrennt sind.

Das Klima im außertropischen Asien, im ganzen asiatischen Rußland, China und Japan wird bestimmt durch den hohen Luftdruck, der sich im Winter über dem Kontinent etabliert, im Sommer durch die hier entstehende Depression. Der winterliche hohe Druck verhindert jedes Eindringen milder Luft vom Ozean, er begünstigt durch die große Heiterkeit des Himmels, die jedes Barometermaximum begleitet, eine unglaubliche Abkühlung des schneebedeckten Bodens. Hier herrscht das typische Kontinentalklima der gemäßigten Breiten, jener Klimacharakter, den wir schon im europäischen Rußland antrafen, nur beträchtlich verschärft. Im Sommer beherrscht der niedrige Druck die Situation, es herrschen Sommerregen.

Der Charakter des Klimas im tropischen Asien ist ein wesentlich anderer; nicht nur deshalb, weil er eben ein tropischer ist, sondern weil er ganz durch den Wechsel der hier wehenden Monsune bestimmt wird. Aber es ist zu beachten, daß diese selbst, der im Winter vom Land zum Meer, im Sommer vom Meer zum Land wehende Monsun, ja auch nur ver-

[1]) Wir hörten bereits, daß diese Teile von Asien zum Klimagebiet der europäischen Mittelmeerländer gehören.

ursacht sind durch den Wechsel von hohem und tiefem Druck im Innern des Kontinentes. So ist doch auch in diesem Gebiet der ausgedehnte Kontinent das Ausschlaggebende für den Charakter des Klimas, nur äußert sich der Einfluß des Kontinentes hier in anderer Weise.

a) Das außertropische Asien. Schon bei Besprechung des europäischen Rußlands hörten wir, daß hier im Winter nur selten und nie in durchgreifender Weise die westlichen Winde Tauwettereinbrüche zu bringen vermögen, je weiter wir in den Kontinent eindringen, um so seltener werden diese westlichen oder südwestlichen Winde, um so geringer wird der Einfluß des Atlantischen Ozeans, ja etwa vom Tale des Jenissei an, in Ostsibirien, verschwindet derselbe ganz.

Das Klima ist hier im Winter ganz durch das Barometermaximum über Asien bestimmt, es herrschen fast fortwährend Windstillen und der Winter ist heiter, trocken und von großer Beständigkeit. Ende Oktober oder im November fällt der erste Schnee, dann bleibt die manchmal allerdings sehr dürftige Schlittenbahn den ganzen Winter bestehen.

Von Jänner an ist beispielsweise in Irkutsk in Ostsibirien nicht der kleinste Wolkenfleck bis Ende März oder Anfang April zu sehen, die Luft ist von merkwürdiger Klarheit und der Himmel von dunkelvioletter Farbe. Die mittlere Bewölkung ist in Ostsibirien nicht größer als in Süditalien oder in der nordafrikanischen Wüste.

Bei hellem glänzenden Sonnenschein und Windstille werden denn auch die ärgsten sibirischen Fröste nicht unangenehm empfunden, bei trockener Pelzkleidung kennt man das Gefühl des Frierens nicht und schon zu Anfang Februar bei Temperaturen zwischen — 20 und — 30° C wirkt die Sonne so stark, daß es von den Dächern tropft und man am Anfang des Frühlings zu sein glaubt.

Und dabei haben wir in diesem ganzen Gebiet, vom östlichen europäischen Rußland an in ganz West- und Ostsibirien bis hinab zu den Pamirsteppen und noch in der Mandschurei gelegentlich Quecksilberfröste, Temperaturminima unter — 40°; ja die folgende Temperaturtabelle für Asien zeigt uns, daß gegen den Polarkreis hin im Innern von Ostsibirien Temperaturen bis nahe — 70° C vorkommen. Die tiefste überhaupt auf der Erde beobachtete Temperatur — 69·8° C finden wir hier in Ostsibirien, in Werchojansk. Die mittlere Jännertemperatur ist hier — 51·2°! Ja selbst noch in der südlichen Mandschurei hat Mukden genau in derselben Breite wie Rom eine mittlere Jännertemperatur — 15·8° C (Rom + 6·7°).

Unangenehm werden diese niedrigen Temperaturen nur bei Schneestürmen, wie sie zeitweise über die Steppen und Tundren Westsibiriens hereinbrechen. Der infolge der anhaltenden Kälte trockene und lockere Schnee wird vom Sturme emporgehoben und die Wucht, mit der diese feinen Schneeteilchen auf Menschen und Tiere von allen Seiten eindringen, ihnen den Atem zu benehmen drohen und jede Orientierung unmöglich machen, ja sie fast betäuben, ist bei einem solchen Schneesturme, dem „Buran", schlimmer wie die Kälte. Das Vieh geht dabei in großer Zahl zugrunde und Menschen erfrieren in unmittelbarer Nähe ihrer Wohnungen.

Temperaturtafel für Asien.[1]

Ort	Länge	Breite	Seehöhe	Jahresmittel	Kältester Monat	Wärmster Monat	Unterschied	Mittl. Maximum	Mittleres Minimum	Tiefstes Minimum
			m							
Ssagastyr . .	124° 5′	73° 23′	—	−17·2°	−38·0°	4·9°	42·9°	—	—	−53·2°
Ischim .	69 22	56 6	100	0·0	−19·9	18·9	38·8	30·9°	−42·0°	−54·0
Irkutsk .	104 19	52 16	490	−0·4	−20·8	18·4	39·2	34·9	−38·4	−43·0
Werchojansk .	133 51	67 34	110	−17·2	−51·2	15·0	66·2	29·6	−63·9	−69·8
Peking .	116 28	39 57	40	11·7	−4·7	26·0	30·7	36·6	−15·2	−20·0
Tokio . .	139 46	35 41	20	13·6	2·4	25·3	22·9	33·9	−7·1	−9·2
Bagdad	44 26	33 21	12	22·7	10·6	33·8	23·2	47	−6	—
Taschkent . .	69 17	41 20	480	13·3	−0·8	26·9	27·7	38·8	−14·8	−19·5
Peshawar . .	71 37	34 2	338	21·4	9·8	32·0	22·2	46·1	−1·7	−4·1
Pamir .	73 57	38 8	3700	−1·1	−24·9	16·8	41·7	—	—	−45
Leh . . .	77 42	34 10	3506	5·0	−7·0	16·8	23·8	32·2	−20·0	−27·2
Simla . .	77 12	31 6	2150	12·8	5·0	19·4	14·4	31·1	−3·9	−6·8
Lahore .	74 20	31 34	214	23·8	12·2	34·3	22·1	47·2	1·1	−1·2
Bombay	72 49	18 54	11	26·4	22·8	29·3	6·5	35·0	16·1	11·8
Nagpur .	79 11	21 9	312	26·2	19·3	34·4	15·1	46·1	7·8	6·2
Kalkutta	88 20	22 32	6	25·4	18·4	29·5	11·1	38·9	8·9	7·2
Madras .	80 14	13 4	6	27·7	24·2	30·7	6·5	42·2	15·6	14·2
Bangkok . .	100 27	13 38	—	26·7	23·8	28·5	4·7	35·4	15·6	—
Manila .	120 58	14 35	14	26·4	24·5	28·2	3·7	36·1	16·3	—
Singapore . .	103 31	1 15	—	26·8	25·8	27·7	1·9	33·6	20·9	—
Buitenzorg . .	106 48	−6 37	280	25·0	25·5	24·5	1·0	30·1	20·9	—

[1] Die Zahlen dieser Tabelle sind dem Hannschen Handbuche der Klimatologie entlehnt.

Auch im europäischen Rußland, selbst in der Krim, kommen gelegentlich diese Burane, welche in der Regel nur aufgewirbelten Schnee mit sich führen, aber nicht von Schneefall begleitet sind, vor. Der von Schneefall begleitete Buran, der „Buran von oben" oder die „Purga", tritt meist bei weniger intensiven Kältegraden auf und führt großflockigen Schnee; an Gefährlichkeit ist er auch nicht im entferntesten mit dem trockenen Schneesturm, dem eigentlichen Buran, zu vergleichen.

Eine andere mit der großen Winterkälte zusammenhängende Eigentümlichkeit des Klimas von Sibirien ist sein Eisboden, der ganz Ostsibirien und den größten nördlichen Teil von Westsibirien bedeckt. Bis zu zirka 100 *m* Tiefe ist der Erdboden gefroren und nur vorübergehend taut im Hochsommer die oberste Bodenschichte bis zu 1 oder $1^1/_2$ *m* Tiefe auf. Im Winter stehen die Bäume vollkommen im Eisboden, im Sommer entstehen über dem ebenen Boden, in welchen das geschmolzene Wasser wegen des gefrorenen, undurchlässigen Untergrundes nicht zu versickern vermag, ausgedehnte Sümpfe, welche die Mückenplage des Sommers, die wir schon als etwas Charakteristisches für den Polarsommer kennen lernten, auch in Sibirien hervorrufen.

Trotz dieser niedrigen Wintertemperaturen finden wir aber bis hoch nach Norden hinauf Ackerbau und Lärchenwaldungen, ja eine üppigere Vegetation als in gleicher Breite in Europa. Selbst am winterlichen Kältepol in Werchojansk finden wir hochstämmiges Nadelholz und erst in etwa 70° Breite geht das Waldgebiet — durch eine schmale Zone niedriger und verkümmerter Bäume von ihr getrennt — in die Tundra über. Die Juliisotherme von 10° kann man ungefähr als die nördliche Grenze der Baumregion ansetzen.

In Werchojansk ist die mittlere Julitemperatur noch 15° und das durchschnittliche Maximum etwa 30°, und gelegentlich wird auch eine Temperatur von über 30° in ganz Sibirien erreicht, so daß hier die äußersten Extreme um mehr als 100° C auseinander liegen. Die niedrigen Wintertemperaturen, ja selbst ein niedriges Jahresmittel sind für die Vegetation fast bedeutungslos, ausschlaggebend ist eine hinreichende Sommerwärme und auch ein entsprechender Niederschlag.

Was nun die Niederschlagsverhältnisse anbelangt, so haben wir schon im europäischen Rußland vorwiegend Sommerregen angetroffen und je weiter wir in den Kontinent gehen, um so schärfer ist das Vorwalten der Sommerniederschläge ausgesprochen. Die Luftdruckverteilung über Asien, das tiefe Minimum im Sommer über Iran und Tibet bedingt für ganz Rußland und auch Westsibirien vorwiegend nördliche und gelegentlich unter dem Einflusse einer atlantischen Depression auch westliche Winde, das Eindringen der feuchten Luft vom Eismeere in den warmen Kontinent gibt dann zu kräftigen Niederschlägen Veranlassung.

Anders liegen die Verhältnisse in Ostasien, hier kommen alle Niederschläge vom Pazifischen Ozean, hier haben wir ja östliche Winde: einen Sommermonsun gegen den erhitzten Kontinent und dieser bringt wieder für Ostasien Sommerregen von den Tropen bis zu mindestens 60° nördl. Br.

Die Niederschlagstabelle für Asien läßt dieses Vorwiegen der Sommerregen in beinahe ganz Asien deutlich erkennen.

Niederschlagsverhältnisse von Asien und Teilen des europäischen Rußlands

Prozente der Jahressumme

Jahre	Jahr	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Mittleres europäisches Rußland. Jahressumme 44 cm.											
5	4*	5	7	[illegible]	12	14	[illegible]	[illegible]	7	5	7
Westsibirien. Jahr 34 cm.											
4	3*	3	4	6	[illegible]	[illegible]	17	14	[illegible]	5	6
Ostsibirien. Jahr 27 cm.											
3	2*	2	3	7	14	23	21	11	6	4	4
Ostküste von Asien. Jahr 49 cm.											
2*	2	3	6	8	10	12	21	16	11	6	3
Südrußland. Jahr 43 cm.											
4*	5	6	7	11	14	13	10	8	7	8	7
Südostrußland. Jahr 49 cm.											
5	4*	6	9	14	14	12	8	10	7	5	6
Aralgebiet. Jahr 16 cm.											
9	9	13	14	10	7	6	5	4*	6	6	11
Nordchina. Jahr 53 cm.											
0*	1	1	3	7	11	33	24	11	3	2	1
Zentralindien. Jahr 115 cm.											
1	1	0	0	1	11	34	25	21	2	1	0

Sie zeigt uns aber auch die Abnahme der Jahressumme von Rußland durch West- bis Ostsibirien. Erst an der Ostküste nimmt der Niederschlag wieder zu. In Ostsibirien fallen im ganzen Jahre durchschnittlich nur 27 *cm*, aber selbst diese geringe Menge reicht für die Vegetation vollkommen aus und vielleicht tritt hier das Bodeneis geradezu als ein das Pflanzenleben beeinflussender Faktor auf, dasselbe verhindert ja das rasche Versickern, es erhält dem Boden die Feuchtigkeit.

Viel ungünstiger liegen die Verhältnisse für die Vegetation weiter im Süden. Durch ganz Süd- und Südostrußland, ganz Turkestan und die Mongolei ziehen sich Steppen und Wüsten. Im Winter stehen diese Gebiete [illegible] Einflüsse des Nahen Deckes über Asien. Niederschläge

vermögen sich nur selten zu bilden, es fehlt die Schneelage, welche im Frühjahr dem Boden Feuchtigkeit zuführen könnte. Im Sommer aber stehen sie unter dem Einflusse des tiefen Druckes über dem südlichen Asien, es wehen hier vorwiegend nördliche Winde, Winde aus dem Kontinent, die wenig Niederschläge zu bringen vermögen. Im südlichen und südöstlichen Rußland haben wir ja zwar noch größere Niederschlagsmengen von 40—50 *cm*, im Aralgebiet, in Westturkestan, am Nordrande der Gobi sinken aber die Niederschlagsmengen schon auf 16—18 *cm*, in Pamir und Kaschgarien auf 5 *cm* und Ostturkestan und die Wüste Gobi sind überhaupt die trockensten Gebiete der Erde. Der Regen, welcher fällt, fällt in all diesen Gebieten meist in kurzdauernden Güssen, als Gewitterregen, auf wenige Regentage zusammengedrängt und fließt rasch wieder ab. Im Frühsommer, wenn sich die Steppe bereits stark erwärmt, treten diese lokalen Regen mit Vorliebe auf und darum sind Frühsommerregen für die Steppe geradezu charakteristisch. Im Frühsommer entwickelt sich auch hier eine Vegetation, im Juli bis August vertrocknet sie rasch.

Die Luft ist in diesen trockenen Gegenden fast beständig von Staub getrübt; besonders im Sommer bilden sich auf den innerasiatischen Hochebenen nicht selten Sand- und Staubstürme aus, die alles in Finsternis hüllen und den Boden mit einer dicken Staubschichte bedecken.

Auch Arabien, Persien, Afghanistan und Belutschistan sind nicht wesentlich niederschlagsreicher; sie gehören aber, wie wir schon hörten, eigentlich noch dem mediterranen Klimagebiete zu. Auch sie stehen unter dem Einflusse einer nördlichen, aus dem Kontinente wehenden Luftströmung; nur die Küsten, die bereits in das Klima des Südwestmonsuns reichen, weisen nennenswerte Niederschläge auf.

Japan gehört dagegen trotz seiner Insellage dem Kontinentalklima des außertropischen Asiens an; es steht ganz unter dem Einflusse der vom sibirischen Hochdruckgebiete ausströmenden kalten Luftmassen. Es herrschen hier im Winter durchaus nördliche bis westliche Winde, meist von großer Heftigkeit. Beim Überwehen des Meeres erwärmen sich aber diese kalten trockenen Landwinde — ein Nordwestmonsun — nicht unbeträchtlich und nehmen vor allem viel Feuchtigkeit auf. Die Westküste Japans, wo diese Winde zum Aufsteigen gezwungen werden, hat daher auch im Winter viel Niederschlag. Besonders die Gebirgstäler sind hier mit einer viele Meter tiefen Schneelage bedeckt, während auf der Leeseite des Gebirges an der Ostküste von Japan der Winter relativ niederschlagsarm ist.

b) Das tropische Asien. Der Himalaja grenzt das Gebiet der bedeutenden Winterkälte nach Süden schroff ab. Taschkent hat noch eine mittlere Jännertemperatur —0·8°, in Peshawar, in ungefähr gleicher Seehöhe, ist sie nur 9·8°; in den Pamirs —24·9°, dagegen in Leh am Indus nur —7·0°; und in Simla in 2150 *m* Höhe hat bereits der kälteste Monat eine Mitteltemperatur von 5·0°, in Lahore schon von 12·2°. Die Wintertemperatur ist auf der Südseite des Himalaja eine unvergleichlich höhere und damit verschwinden auch hier die großen Jahresschwankungen. Sie sinken in etwa 15° Breite auf 5—10° C und auf den Sundainseln auf wenige Grade.

Nur im Innern von Indien erreicht die Jahresschwankung noch beträchtliche Werte, aber nur infolge der hohen Sommertemperaturen, die hier vorkommen. In Lahore, in Nagpur werden durchschnittlich jedes Jahr Maxima über 46° C beobachtet, wie hoch aber gelegentlich die Temperaturen steigen, dafür mögen Lahore mit einem absoluten Maximum von 49·0° und Jakobabad mit 49·4° C als Beispiele dienen.

Das Klima von Vorder- und Hinterindien, den Philippinen und den Sundainseln — auch die Südküste Arabiens und das südlichste China muß man dazu zählen — ist also ein ausgesprochen tropisches, eigentlich charakterisiert wird es aber durch die Monsune.

Im Winter herrscht im ganzen Indischen Ozean bis zur Nordostküste Afrikas der Nordostmonsun. Er ist nichts anderes, als der vom subtropischen Hochdruckgebiet, das durch den asiatischen Kontinent hier weit nach Norden hinaufgerückt ist, abfließende Passat, aber die tiefe Temperatur des Landes verstärkt ihn und darum ist man in der Tat berechtigt, ihn als Monsun zu bezeichnen. Er bringt Trockenheit für das ganze Gebiet und darum zeigt hier der Niederschlag eine scharf ausgesprochene jährliche Periode, Oktober bis Mai bleiben fast regenlos. Anfang oder Mitte Juni erfolgt dann mit außerordentlicher Raschheit, oft in wenigen Tagen, über ganz Indien ein ungeheuerer Wetterumschwung: der „Ausbruch" des SW-Monsuns. Von außerordentlich heftigen Gewittern und großen Wirbelstürmen begleitet erfolgt der Monsunwechsel, wenn sich der Gürtel niedrigen Luftdruckes gegen das erhitzte Land vorschiebt bis in das nördliche Indien; ein allgemeiner Gradient von Süden nach Norden stellt sich im ganzen Indischen Ozean ein, der SE-Passat vermag bis in die nördliche Hemisphäre überzugreifen, aber unter dem Einflusse des Kontinentes erscheint er abgelenkt als Südwest.

Mit diesem Seewinde, dem Sommer- oder SW-Monsun, beginnt die Regenzeit Indiens. Sein früheres oder späteres Ausbrechen und seine Stärke entscheidet über Fruchtbarkeit oder Hungersnot im betreffenden Jahre. Lokale Verhältnisse, besonders Gebirge, bestimmen die Quantität der Niederschläge, aber auch den Monat, auf welchen das Maximum entfällt. Im allgemeinen ist der Juli der regenreichste Monat.

Im nordwestlichen Himalaja fallen durchschnittlich 222 *cm*, in der Pandschabebene nur 49 *cm*; in Zentralindien 115 *cm*, an der Malabarküste 292 *cm*; in Unter- und Westbengalen 168 *cm*, in Ostbengalen und Assam 265 *cm*, an der Westküste von Hinterindien aber gar 458 *cm*. Die größten Regenmengen findet man an den Gebirgshängen, die sich dem SW-Monsun quer in den Weg stellen und ihn zum Aufsteigen zwingen. An der Südseite des Chassiagebirges, in Cherrapunji, haben wir die größte Niederschlagsmenge auf der Erde, im Jahre 1204 *cm*, wovon 1058 auf die Monate Mai bis September entfallen, allein 306 auf den Juli. Im Jahre 1861 fielen hier sogar 2299 *cm*, allein 930 *cm* im Juli, und selbst an einem Tage wurden hier schon 1036 *mm* beobachtet!

Eine Ausnahme in der Regenverteilung im Jahre machen vielfach die Inseln des tropischen Asiens. Wo sich, wie z. B. in Ceylon, Borneo oder Celebes, dem NE-Passat eine Gebirgskette entgegenstellt, kann auch dieser für die Luvseite zum Regenwind werden. Darum hat die Nordostküste von

Ceylon, von Formosa, von Borneo und Celebes im Winter zur Zeit des NE-Passates ein Niederschlagsmaximum. Gegen den Äquator hin verteilt sich übrigens der Niederschlag mehr über das ganze Jahr und vor allem ist zu beachten, daß die südliche Hälfte von Sumatra und Borneo und besonders Java in unserem Winter ganz unter dem Einflusse des NW-Monsuns Australiens stehen. Die dem SE-Passat ausgesetzten Südküsten werden in unserem Sommer ein Regenmaximum haben, die Nordküsten in unserem Winter.

§ 20. Das Klima von Afrika.

Wenn wir bei der Betrachtung des Klimas von Europa die hohe Bedeutung der Aktionszentren studieren konnten, wenn uns Asien ein charakteristisches Beispiel für ein Kontinentalklima darbot, werden wir in Afrika geradezu dem Typus eines tropischen Klimas begegnen. Der größte Teil von Afrika gehört der Tropenzone an; quer durch den Kontinent läuft der äquatoreale Gürtel niederen Luftdruckes mit Windstillen, hoher Bewölkung und tropischen Regengüssen und im Laufe des Jahres pendelt er um den Äquator zwischen etwa 15° Nord- und 20° Südbreite. Ihn begleitet durch den ganzen Kontinent ein Gebiet tropischer immergrüner Wälder mit nördlich und südlich es begrenzenden Savannen.

Der ganze äquatoreale Teil von Afrika hat ausgesprochen tropische Regen, zweimal im Jahre, wenn das Gebiet der Windstillen, der gleichmäßige, niedrige Druck, die charakteristische Situation für lokale Gewitterbildung auf ihrer Wanderung von Süden nach Norden und wieder zurück den Beobachtungsort passiert, hat derselbe seine Regenzeit. Wenn die Kalmenzone im Süden oder im Norden liegt und dementsprechend über dem Beobachtungsort der stetige NE- oder SE-Passat weht, dann hat er seine Trockenzeit.

So sehen wir denn auch (man vergleiche nur die weiter unten folgende Zusammenstellung der Regenverhältnisse von Afrika) vom Atlantischen bis zum Indischen Ozean durch das ganze Innere hindurch unter dem Äquator im Frühjahr und Herbst, ungefähr zur Zeit der Sonnenkulmination, ein Niederschlagsmaximum, zwei Minima zur Zeit der Solstitien. Nördlich vom Äquator gegen den Wendekreis hin rücken die beiden Maxima gegen den Sommer hin zusammen, so daß überhaupt die Sommermonate die regenreiche, die Wintermonate die regenarme Zeit werden, ja in der Nähe des Wendekreises selbst fallen die beiden Maxima geradezu zusammen, wir haben dann nur mehr eine einfache Periode des Niederschlages, ein Maximum im Sommer, ein Minimum im Winter. Auf die Niederschlagsverhältnisse von Timbuktu könnten wir diesbezüglich, wenn auch nicht zahlenmäßig, hinweisen. Timbuktu, in zirka 18° Breite, hat die Regenzeit von Mai bis Oktober und das Maximum dürfte auf den August fallen.

Für die Südhemisphäre finden wir in unserer Tabelle ein Beispiel. In Tati im Matabeleland nahe am Wendekreis gibt es nur ein Maximum im Jänner, der Sommer der Südhemisphäre bringt hier die Regenzeit, dagegen bleiben April bis Oktober regenlos. Auch die anderen Stationen nahe dem Äquator auf der Südhemisphäre zeigen das Zusammenrücken der beiden Niederschlagsmaxima gegen Jänner und Februar hin.

Niederschlagsverhältnisse von Afrika

(Niederschlag in Zentimetern).

Jänner	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Am Gabun 0° 30′ nördl. Br. (Jahr 227 *cm*).											
17*	21	**34**	31	16	1	0*	2	8	34	**42**	20
Bolobo am Kongo 2° 10′ südl. Br. (Jahr 159 *cm*).											
13*	17	12	**18**	14	1	0*	7	10	17	24	**26**
Luluaburg 5° 56′ südl. Br. (Jahr 148 *cm*).											
14*	15	**16**	13	10	1	0*	6	16	17	**23**	18
Ladó am Nil 5° 2′ nördl. Br. (Jahr 95 *cm*).											
0*	0	3	**13**	9*	15	**22**	13	12	6	2	0
Tabora (Deutschostafrika) 5° 15′ südl. Br. (Jahr 77 *cm*).											
13	16	**17**	11	2	1	0	0*	1	0	6	9
Sansibar 6° 10′ südl. Br. (Jahr 162 *cm*).											
8*	11	15	**37**	29	6	6	4*	4	10	15	**16**
Tati (Matabeleland) 21° 28′ südl. Br. (Jahr 55 *cm*).											
18	12	8	0	0	0	0	0	0	2	8	7
Bathurst am Gambia 13° 24′ nördl. Br. (Jahr 133 *cm*).											
0*	0	0	0	1	7	29	**54**	32	9	1	0
Kamerun 4° 2′ nördl. Br. (Jahr 419 *cm*).											
4*	9	19	24	36	60	**80**	64	52	48	**14**	9
Tananarivo (Madagaskar) 18° 55′ südl. Br. (133 *cm*).											
29	24	19	5	2	1	0*	1	2	9	13	**28**
Tamatave (Madagaskar) 18° 10′ südl. Br. (309 *cm*).											
35	37	**42**	38	25	27	28	22	17	10	9*	**19**

Nur an der Küste kommen unter dem Einflusse des Monsuns, des sommerlichen Seewindes, der durch den erhitzten Kontinent erzeugt wird, Ausnahmen von diesem idealen Typus der Tropenregen vor. Kamerun liefert ein Beispiel mit seinem einheitlichen Maximum der Niederschläge im Juli, während nicht weit im Innern Baliburg und Yaúnde schon doppelte Maxima zeigen. Auch die Küste von Senegambien steht unter dem Einflusse des SW-Monsuns, zeigt daher nur eine einfache Periode. Solche Ausnahmen

gibt es mehr, ja es kommen nahe beieinander ziemliche Gegensätze vor. So hat z. B. das Innere und die Westküste von Madagaskar die normale Regenzeit im Sommer der Südhemisphäre, der Winter ist eine ausgesprochene Trockenzeit (Tananarivo). Dagegen ist die Ostküste das ganze Jahr dem Südostpassat ausgesetzt, der Regen ist ziemlich gleichförmig über das Jahr verteilt.

Die Regen fallen in den Tropen, wie schon erwähnt, meist als Gewitter. Die letzteren treten daher in der Regenzeit fast täglich und sehr regelmäßig auf. So beginnt es in Tananarivo um $3^1/_2{}^h$ nachmittags in der Ferne zu donnern, zwischen 4 und 5^h nachmittags tritt dann das Gewitter ein. Die Häufigkeit der Gewitter ist durchaus sehr groß. Um sie zu zeigen, möge nur auf einige Beispiele hingewiesen werden. So wurden während der Regenzeit in Luluaburg 146 Gewitter beobachtet, zu Malange (Loanda) 134.

Die absolute Menge des Niederschlages ist im äquatorealen Afrika selbst im Innern noch beträchtlich, sie nimmt aber von der atlantischen Küste gegen Osten hin entschieden ab. An der Westküste ist stellenweise die Niederschlagssumme eine sehr beträchtliche, in Debundja im Kamerungebiete wurden im Jahre 1895 beinahe 900 *cm* gemessen; es ist die größte bekannte jährliche Regenmenge nach Cherrapunji in Indien.

Sehr rasch erfolgt die Abnahme der Niederschlagsmenge nach Norden jenseits von etwa 10° Nordbreite und nach Süden von etwa 15° Südbreite an. Hier an der Grenze des eigentlichen äquatorealen Afrika sind auf der Nordhemisphäre Juli und August, auf der Südhemisphäre Dezember und Jänner die Hauptregenmonate, hier ist die Regenzeit am kürzesten, die ganze übrige Zeit weht der Passat. In die höheren Nord- und Südbreiten dringt der äquatoreale Regengürtel nicht mehr vor, im Winter der betreffenden Hemisphäre liegt über diesen Gebieten das subtropische Barometermaximum, sie haben heiteres und trockenes Wetter, im Sommer der betreffenden Halbkugel rückt das subtropische Maximum in höhere Breiten, dann liegen die nördlichen Teile von Afrika (in unserem Sommer) im Gebiet des NE-Passates, die südlichen Teile (in unserem Winter) im Gebiet des SE-Passates; sie bleiben auch im Sommer der betreffenden Hemisphäre fast regenlos.

Diese Gebiete, die entweder im Barometermaximum selbst liegen oder aber ganz unter dem Einflusse der trockenen Winde stehen, die aus dem Maximum herauswehen, zeichnen sich durch ganz bedeutende Trockenheit, Wolkenarmut und minimale Niederschlagsmengen aus. In diesen Gebieten treffen wir nur Steppen, die im Innern von Nord- und Südafrika geradezu in Wüsten übergehen. Das ganze Innere von Nordafrika von etwa 15° Breite nördlich ist von der Sahara, das Innere von Südafrika von etwa 20° Breite südlich von der Kalahari bedeckt.

Nirgends finden wir die große Bedeutung des allgemeinen Zirkulationssystemes für die ganze Erdoberfläche so deutlich hervortreten wie über Afrika. Die unter dem Einflusse des Kalmengürtels mit seiner aufsteigenden Luft stehende äquatoreale Zone hat bis ins Innere hinein reichliche tropische Regen und eine üppige Vegetation; die nördlich und südlich daranschließende Zone, welche unter dem Einflusse des absteigenden Luft-

stromes des subtropischen Gürtels hohen Luftdruckes steht, ist fast regenlos, von Steppen und Wüsten bedeckt.

Nur die Küstenränder haben in diesem Gebiete noch nennenswerte Niederschläge, gegen das Innere nimmt der Niederschlag rasch ab. So hat Algier noch 74 *cm* Regen im Jahre, die Oase Biskra nur noch 20 *cm*, Ghardaïa 11 *cm* und El Golea nicht einmal 5 *cm*! Hier sinkt im Sommer die relative Feuchtigkeit bis auf 16% herab.

Dieser Zweiteilung des ganzen Kontinentes in ein Gebiet mit typischem Tropen- und in ein solches mit typischem Wüstenklima entsprechen nun auch die Temperaturverhältnisse.

Im äquatorealen Teile finden wir die größte Gleichförmigkeit. In Luluaburg ist der wärmste Monat nur um einen halben Grad wärmer als der kälteste, auch die extremen Temperaturen sind nicht bedeutend; nach Norden und Süden hin nimmt die Jahresschwankung zu, an den Küsten nicht bedeutend, im Innern aber erreicht sie hohe Beträge. In diesen trockenen Gegenden vermag sich bei hohem Sonnenstand im Sommer der Sandboden bis zu Temperaturen über 80° C zu erhitzen und dementsprechend erreicht auch die Lufttemperatur hohe Beträge. Das absolute Maximum von El Golea beträgt 48° C, dabei erkaltet aber auch in der Nacht der Erdboden durch Strahlung sehr bedeutend, und so finden wir anderseits in der Wüste in den Nachtstunden in nur 30° Breite tiefe Frosttemperaturen (El Golea —3°, Colesberg auf der Plateaufläche des inneren Südafrika gar —8° C). Selbst an einem einzelnen Tage liegen die Extreme weit auseinander, ganz besonders aber jene des Erdbodens; diesem Umstande, daß zeitweise das besonnte Gestein an einzelnen Stellen außerordentlich stark erhitzt und ausgedehnt wird, dann wieder rasch und intensiv erkaltet, ist ja auch die rasche Zertrümmerung, das Zerspringen und Zerbröckeln der Gesteine zuzuschreiben. Durch diese großen Temperaturgegensätze werden die Wüsten zum Hauptschauplatz der mechanischen Gesteinszertrümmerung.

Die hohen Sommertemperaturen im Innern des nordafrikanischen Kontinentes beeinflussen nun aber auch in hohem Grade die Mitteltemperaturen des Jahres. Bei Besprechung des Klimas von Sibirien konnten wir sehen, wie hier in den höheren Breiten sich besonders der Winter durch tiefe Temperaturen auszeichnet und dadurch das Jahresmittel weit herabdrückt; an Afrika haben wir ein Beispiel dafür, daß umgekehrt in niedrigen Breiten die hohe Sommertemperatur ausschlaggebend ist und daher die Mitteltemperatur eine sehr hohe ist. In der Tat gehören denn auch die Gebiete im Süden der Sahara zu den wärmsten der Erde. Die Durchschnittstemperatur übersteigt 28° C. Bammaku am Niger hat bereits eine Jahrestemperatur von 27·9°, Kuka in Bornu am Tsadsee 28·2°, Chartum 29·0° und das überhaupt heißeste Gebiet ist Erythrea, die Westküste des Roten Meeres, hier hat Massaua ein Jahresmittel von über 30° C. Ganz besonders drückend wird aber diese hohe Temperatur durch den Umstand, daß gleichzeitig die relative Feuchtigkeit an der Meeresküste hoch ist und daß die Temperatur so gleichmäßig auf derselben Höhe verharrt. Von Juni bis inklusive September ist durchschnittlich die niedrigste Temperatur am Morgen 30·6° (!!), das mittlere Maximum am Nachmittag 38·2°.

Temperaturtafel für Afrika.[1])

Ort	Länge	Breite	See-höhe	Jahres-mittel	Kältester Monat	Wärmster Monat	Unterschied	Mittl. Maximum	Mittl. Minimum
			m						
Kap Juby . .	—12° 55′	27° 58′	—	18·2°	15·9°	20·8°	4·9°	37·2°	9·2°
Algier	3 3	36 48	20	18·1	12·1	25·0	12·9	—	—
Bengasi . . .	20 1	32 7	10	20·1	12·3	26·1	13·8	—	—
Kairo	31 16	30 0	33	21·3	11·9	29·1	17·2	42·9	2·5
Biskra	5 40	34 51	130	20·3	10·5	31·4	20·9	45·0	−3·0
El Golea . . .	3 5	30 33	380	22·2	9·7	34·9	25·2	48·0	−3·0
Sierra Leone .	—12 40	8 30	68	25·9	24·5	27·1	2·6	36·4	18·2
Ascension . .	—14 24	— 7 55	—	25·3	23·4	27·1	3·7	—	—
Kamerun . . .	9 45	4 5	—	25·2	23·7	26·5	2·8	32·0	20·0
Kongomündung	12 20	— 6 0	—	24·9	21·6	26·9	5·3	35·1	16·6
Equatorville .	18 10	0 2	320	24·4	24·0	25·1	1·1	33·3	17·7
Ladó	31 50	5 2	465	27·0	25·2	30·0	4·8	—	—
Luluaburg . .	22 50	— 5 56	620	24·3	24·0	24·5	0·5	37·5	13·5
Boroma . . .	33 12	—16 0	190	27·2	22·5	32·2	9·7	33·1	21·4
Massaua . . .	29 27	15 37	10	30·3	25·6	34·8	9·2	43·2	19·5
Sansibar . . .	39 14	— 6 10	—	26·3	24·6	27·8	3·2	31·7	21·7
Port Louis . .	57 33	—20 6	34	23·1	20·3	25·7	5·4	31·6	11·9
Delagoabai . .	32 42	—25 50	60	22·8	19·2	25·7	6·5	42·3	9·0
Kapstadt . . .	18 29	—33 56	10	16·3	12·3	20·6	8·3	32·9	4·3
Walfischbai . .	14 20	—22 56	3	16·6	13·9	19·2	5·3	36·3	3·7
Molepolole . .	25 30	—24 40	1140	20·1	12·8	24·7	11·9	37·5	3·9
Kolesberg . .	25 33	—30 34	1100	15·8	7·2	23·6	16·4	40·2	−8·0

[1]) Die Zahlen dieser Tabelle sind dem Hannschen Handbuche der Klimatologie entlehnt.

Den hohen Temperaturen des Innern und dem dadurch hervorgerufenen relativ niedrigen Luftdruck im Innern ist auch das Auftreten von Seewinden, besonders an der Westküste Afrikas, zuzuschreiben. Je wärmer es im Innern ist, um so kräftiger weht dieser Wind. Deshalb ist es z. B. in Senegambien um so kühler, je höher die Temperatur im Innern steigt. Wenn aber der Wind Luft aus dem Innern bringt, dann steigt die Temperatur mächtig an, die Luft ist stauberfüllt und äußerst trocken.

Diese Winde aus dem Innern sind überhaupt für das ganze Küstengebiet von Nordafrika ein eigener klimatischer Faktor. In Algerien bringt der aus der Wüste kommende „Samum" gewaltige Staub- und Sandwolken mit sich und die Temperatur steigt bis auf 50° C; in Ägypten ist es der „Chamsin", der die heiße und trockene, stauberfüllte Luft aus der Wüste herbeiführt. Noch in Kairo steigt dann die Temperatur bis 43°, die relative Feuchtigkeit sinkt bis nahe 10%.

In Sizilien heißt dieser heiße und äußerst trockene, staubführende Wind „Scirocco" — dieser Scirocco darf nicht mit dem feuchten, schwülen, regenreichen Scirocco der Adria verwechselt werden — in Spanien heißt er „Leveche", in Madeira „Leste". Noch in Madeira langt dieser, roten Staub mit sich führende Wind mit 20% relativer Feuchtigkeit an. Auch der „Harmattan" Oberguineas ist ein solcher trockener Landwind. Im äquatorealen Teile von Afrika ändert sich aber die Temperatur bei Winden aus dem Innern nur wenig, ja wegen ihrer Trockenheit erscheinen sie relativ kühl.

§ 21. Das Klima von Amerika.

Wie der äquatoreale Teil von Afrika hat auch Mittelamerika und der ganze Norden von Südamerika ein rein tropisches Klima. Die Temperatur ist eine ungemein gleichmäßige, die Jahresschwankung unter dem Äquator in Quito 0·3°, in Manaos 1·6°, in Pará 1·0° C. Die Tagesschwankung ist durchaus viel größer, so beispielsweise in Quito durchschnittlich 10·5°, in Pará 9·0°. Die absoluten Extreme lagen am letztgenannten Orte nur zwischen 21° und 35°. Auch der ganze Verlauf der Wetter ist ein sehr gleichmäßiger. Am frühen Morgen ist der Himmel fast immer rein, auf den Blättern liegt starker Tau oder noch die Regentropfen der vorhergehenden Nacht. Mit der Sonne verschwindet dieser Niederschlag rasch, die Temperatur steigt und der Seewind weht von etwa 10^h vormittags bis 2^h. Um diese Zeit erreicht die Hitze ihr Maximum, es ist still und drückend, der ganze östliche Himmel hat sich umzogen, man hört das Rauschen eines starken Windes, Blitze zucken auf und nun regnet es in Strömen. Besonders in den Hochebenen von Peru erreichen diese Gewitter eine ungewöhnliche Heftigkeit, beginnen während der Regenzeit zwischen 2 und 3^h nachmittags und enden ebenso pünktlich zwischen 5 und $^1/_2 6^h$ abends. Nach dem Gewitter folgt in diesen Höhenregionen meist ein Schneegestöber, das bis gegen Morgen andauert.

Die Regenzeit hat meist einen einfachen jährlichen Gang, nur auf den Hochebenen von Peru ist die Trockenzeit von Juni bis Dezember durch eine kleine Regenzeit unterbrochen, so daß z. B. Quito eine ausgesprochene Doppelperiode der Niederschlagsverhältnisse aufweist.

Niederschlagsverhältnisse in Quito.

Jänn.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Niederschlagsmenge in Zentimetern:											
8*	10	12	**18**	12	3	3*	6	7	10	**10**	9
Regenwahrscheinlichkeit in Prozenten:											
38	49	63	**67**	54	33	21*	24	36	**45**	44	37*
Gewittertage:											
8	8	10	**19**	15	7	3*	7	4	**13**	7	9

Im ganzen Jahre treten, vorwiegend auf die Regenzeiten zusammengedrängt, 110 Gewitter ein.

Außer auf den Hochebenen haben wir, wie erwähnt, auch im äquatorealen Amerika eine einfache Niederschlagsperiode, und zwar trennt hier die Andenkette zwei verschiedene Regenregime. Der Osten hat die Regenzeit von Dezember bis Mai, in der Äquatorealgegend das Maximum meist im April, und zeichnet sich bis zur Andenkette hin durch reichliche Niederschläge aus. Der Westen, der durch die Kordillere vor der Zufuhr dampfreicher Luft durch den Passat geschützt ist, ist außerordentlich trocken und das Maximum der Niederschläge fällt auf den Juli. Dieses trockene Gebiet erstreckt sich längs der ganzen peruanischen Küste bis in die gemäßigte Zone, erst im südlichen Teile von Chile, der bereits in die Region vorwiegender Westwinde reicht, wird die Küste wieder regenreicher. Etwa unter dem Wendekreis in der Gegend von Tocopilla scheint die Trockenheit am größten zu sein, hier haben wir ein Land ohne jede Spur vegetabilischen Lebens.

Auf der Ostseite der Anden sind übrigens die Regen- und Trockenzeiten durchaus nicht besonders scharf ausgesprochen. In Pará gibt es auch in der Trockenzeit öfters einen Gewittersturm und am Rio negro gibt es das ganze Jahr hindurch einen Wechsel von Regen und Sonnenschein. Gegen Süden und Norden hin werden die Gegensätze größer. Gegen die Wendekreise rücken die Regenzeiten auf den Sommer der betreffenden Hemisphäre. Nur auf der Nordhemisphäre tritt an der Ostküste von Mittelamerika nach der normalen sommerlichen Regenzeit, wenn der NE-Passat an der Bergküste zum Aufsteigen veranlaßt wird, im Herbst (meist Oktober) ein zweites Maximum ein. Auch auf den Antillen begegnen wir diesem zweiten Herbstmaximum.

Die am Anfange der folgenden Seite stehende kleine Tabelle stellt diese Verhältnisse übersichtlich dar. Wir erkennen den Gegensatz zwischen Pará und Lima, zwischen Mexiko und Jamaika einer- und Cuyaba anderseits.

Die absoluten Regenmengen sind sehr variabel. Das Hochland von Mexiko ist relativ regenarm, dagegen seine dem Passat ausgesetzten Osthänge sehr regenreich. In Ixtacomitan (in Chiapas) wurden in einem Jahre 472 *cm* gemessen. Auch in Mittelamerika ist die atlantische Küste regenreich und im nördlichen Südamerika wächst die Niederschlagsmenge von der Ostküste gegen das Innere hin; an den Osthängen der Kordillere ist

Niederschlagsverhältnisse.

Jänn.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Mexiko 19° 26′ Nordbreite (Jahr 58 *cm*).											
0*	1	1	2	5	10	11	**12**	10	4	1	1
Jamaika 18° 10′ Nordbreite (Jahr 170 *cm*).											
11	6*	7	9	**23**	16	11*	17	18	**23**	15	**14**
Lima 12° 4′ Südbreite (Jahr 4 *cm*).											
0	0	0	0	0	1	**1**	1	1	0	0	0
Pará 1° 30′ Südbreite (Jahr 202 *cm*).											
30	28	33	**34**	19	11	7	5*	7	6	9	**13**
Cuyaba 15° 36′ Südbreite (150 *cm*).											
26	22	22	9	5	2	1*	1	9	12	19	22

die Niederschlagsmenge am größten. In Iquitos am Oberlauf des Amazonenstromes fallen 262 *cm*. Außerdem zeichnet sich auch die Ostküste von Brasilien durch großen Regenreichtum aus.

Jenseits der Wendekreise schließen sich auch in Amerika, sowohl in Nord- wie in Südamerika, Steppengebiete an die Tropenzone an. Unter dem Einflusse der beiden subtropischen Maxima sind hier die Niederschläge gering, ja in den gegen die vorherrschenden Westwinde in Nordamerika durch die Sierra Nevada, in Südamerika durch die Anden geschützten Gebieten fallen nur ganz minimale Regenmengen. In den westlichen Vereinigten Staaten, im Staate Nevada, fallen durchschnittlich nur 19 *cm* im Jahre, in Utah 27, in Arizona 28 *cm* und Ft. Yuma im südwestlichen Arizona hat gar nur 10 *cm* Regenfall. Von Südamerika mögen einige analoge Beispiele angeführt werden aus Argentinien, wo San Juan einen jährlichen Niederschlag von 6, Pilciao von 13, Mendoza von 16 und Uspallata von 19 *cm* aufweisen.

Auch in Nordamerika begegnen wir einem Seitenstücke zur trockenen chilenischen Küste in der regenlosen Küste Unterkaliforniens. Die Sierra Madre schützt diese Gegend vor dem Passat.

Was nun die Temperaturverhältnisse betrifft, so möge auf die folgende Tabelle hingewiesen werden. Im äquatorealen Teile von Amerika ist die Jahresschwankung der Temperatur sehr klein und sie bleibt gering in der ganzen Tropenzone. Selbst im Hochlande von Mexiko und im Innern Brasiliens nahe dem Wendekreis bleibt der Unterschied zwischen wärmstem und kältestem Monat klein, obwohl hier die Tagesschwankung und die Extreme im Laufe eines Monates zwischen weiten Grenzen schwanken. So hat Mexiko in beinahe 2300 *m* Seehöhe noch Maxima von beinahe 30°, während am Meeresniveau, z. B. in Veracruz, auch nur 33° vorkommen, aber die Minima sind im Hochlande viel tiefer. In Mexiko wird beinahe 0° erreicht, in Veracruz ist das mittlere Minimum nur 14·8°. Die absolute Schwankung ist daher auf dem Hochlande recht groß und übertrifft bedeutend jene der

Temperaturtafel für Amerika.[1])

Ort	Länge	Breite	Seehöhe	Jahresmittel	Kältester Monat	Wärmster Monat	Unterschied	Mittl. Maximum	Mittl. Minimum
			m						
Sitka	135° 29′	57° 3′	—	5·7°	— 1·0°	12·5°	13·5°	22·3°	—15·0°
San Francisco	122 25	37 48	40	12·9	9·3	14·9	5·6	—	—
Ft. Yuma . .	114 44	32 46	60	21·9	11·4	32·8	21·4	—	—
Salt Lake City	111 54	40 46	1300	10·4	— 3·0	24·1	27·1	—	—
Jowa City .	91 30	41 37	190	8·6	— 6·7	23·1	29·8	34·8	—27·9
Minnedosa .	99 48	50 10	510	—0·9	—23·1	16·8	39·9	33·4	—44·4
Ft. Simpson (Mack. R.) .	121 33	62 7	91	—4·3	—28·2	15·7	43·9	—	—
Rama (Labr.)	63 21	58 53	—	—5·0	—20·3	8·1	28·4	23·3	—34·4
New York .	73 56	40 50	8	10·6	— 1·0	22·9	23·9	33·9	—17·3
New Orleans	90 3	29 56	7	20·6	12·7	27·8	15·1	35·7	— 4·9
Mexiko . . .	99 8	19 26	2277	15·4	12·0	18·1	6·1	29·5	0·8
Port au Prince (Haiti) . .	72 21	18 34	36	25·9	24·3	27·5	3·2	36·8	15·6
Quito . . .	78 32	— 0 14	2850	13·5	13·4	13·7	0·3	23·1	3·4
Manaos . . .	60 0	— 3 8	40	26·0	25·0	26·6	1·6	—	—
Pará	48 24	— 1 30	—	25·8	25·4	26·4	1·0	—	—
Cuyaba . . .	56 7	—15 36	220	25·3	20·8	27·0	6·2	41·0	9·0
Rio de Janeiro	43 10	—22 54	70	22·3	19·7	25·1	5·4	36·5	12·9
Valparaiso .	71 40	—33 1	50	14·3	11·4	17·3	5·9	25·5	7·2
Buenos Aires	58 22	—34 37	20	16·9	9·9	23·8	13·9	34·4	0·1
Punta Arenas	70 54	—53 10	10	6·3	1·9	10·0	8·1	24·6	—2·0

[1]) Die Zahlen dieser Tabelle sind dem Hannschen Handbuche der Klimatologie entlehnt.

Niederung. Die gleichen Verhältnisse finden wir wieder im Innern von Brasilien, die Tagesschwankung und die absoluten Extreme liegen hier im Innern des Kontinentes weit auseinander.

Im außertropischen Südamerika sind die Unterschiede zwischen wärmsten und kältesten Monat schon viel größer, aber doch nicht sehr beträchtlich. Die durchschnittlichen Extreme liegen dagegen sehr weit auseinander. Im Innern von Argentinien wird vielfach 40° erreicht, hie und da sogar übertroffen, daneben kommen wieder Minima unter —5° vor. Wesentlich anders verhält sich nur die chilenische Küste, sie zeichnet sich unter dem Einflusse der kalten Peruanischen oder Humboldt-Strömung durch abnorm niedrige Sommertemperaturen aus. Valparaiso am Pazifik hat im wärmsten Monat eine Temperatur von 17·3°, Buenos Aires am Atlantik 23·8°. Hier steigen die Maxima bis auf 37·1° an, dort nur auf 25·5°. Da gleichzeitig auch die Minima an der Westküste nicht so weit herabsinken, hat diese eine unvergleichlich geringere Temperaturschwankung als die Ostküste.

Die lokalen Temperaturgegensätze sind daher im außertropischen Südamerika besonders im Sommer ziemlich groß und auf sie, auf den Gegensatz zwischen dem warmen Norden und dem kalten Süden und Südwesten, sind nun auch jene Gewitterstürme, die „Pamperos", zurückzuführen, die meist plötzlich über die weiten Ebenen von Argentinien hereinbrechen und in denen wir zweifellos ein Analogon zu unseren europäischen Gewitterböen zu erblicken haben.

Auch im außertropischen Nordamerika begegnen wir diesen großen Temperaturgegensätzen zwischen Norden und Süden und den durch sie hervorgerufenen schroffen Temperaturwechseln. Hier wird es uns auch sehr bald klar, worin dieselben ihre Ursachen haben. Vor allem ist es das Fehlen einer westöstlich verlaufenden Querkette, wie sie Europa oder Asien aufweist. Eine solche wirkt als scharfe Klimascheide, sie begrenzt die Wärme des südlichen Gebietes und verhindert das Vordringen der Kälte in niedere Breiten. Fehlt eine solche Querkette, kann der Wechsel von südlicher und nördlicher Luftströmung zu plötzlichen und gewaltigen Temperatursprüngen Veranlassung geben.

Von nicht geringer Bedeutung ist ferner eine knapp an der Westküste verlaufende Gebirgskette, die sich durch den ganzen Kontinent von Norden nach Süden erstreckt. Bestände sie nicht, dann wäre ein großer Teil der gemäßigten Zone von Nordamerika den westlichen Winden ausgesetzt und hätte ein Klima ähnlich jenem von Westeuropa: milde Winter, kühle Sommer; er hätte Anteil am pazifischen Seeklima. Der Umstand, daß die Kette des Kaskadengebirges, die Sierra Nevada und Sierra Madre sich hart an die pazifische Küste drängen, bewirkt, daß nur ein schmaler Küstensaum ein feuchtkühles Seeklima genießt, während das ganze Gebiet im Osten der Küstenketten ein rein kontinentales Klima mit vielen Anklängen an das Klima Asiens zeigt.

Endlich aber trägt zu dem großen Temperaturgegensatz zwischen Nord und Süd noch das Vorhandensein eines sehr warmen Mittelmeeres bei, des Mexikanischen Golfes, von dem zu jeder Jahreszeit warme, feuchte Luft in

das Innere eindringen kann. Ihm sind auch die günstigen Niederschlagsverhältnisse von ganz Nordamerika zuzuschreiben, ohne dieses Mittelmeer wäre das Innere von Nordamerika unvergleichlich trockener.

Von der Westküste abgesehen weisen, dem Kontinentalcharakter entsprechend, ganz Britisch-Nordamerika und die ganzen Vereinigten Staaten heiße Sommer, kalte Winter auf. Man vergleiche nur die Jahresschwankung der Temperatur von San Francisco mit jener der anderen Stationen. Besonders in Britisch-Nordamerika erinnert die Jahresschwankung an Werte, wie sie nur das asiatische Kontinentalklima aufweist. Auch die Tagesschwankung ist sehr groß, besonders in den trockenen Gebieten von Arizona und Südkalifornien; sie übersteigt hier 25°. In diesen trockenen Gegenden ist die Erwärmung bei Tag sehr groß (im Death Valley in Südkalifornien 50 *m* unter dem Meeresspiegel ist das mittlere Maximum im Juli und August 46·4°, öfters werden 50° beobachtet und es sollen schon bis 58° C vorgekommen sein), anderseits kann sich in den Nachtstunden die Temperatur auch bedeutend erniedrigen. Sehr groß sind, wie schon erwähnt, die unregelmäßigen Temperaturschwankungen. In Florence (Arizona) wurde schon ein Temperaturanstieg von 36° in 8 Stunden beobachtet. In den Morgenstunden zeigt das Thermometer unter Null, dann tritt rasche Temperatursteigerung bis zu 30° oder 33° C um Mittag ein. Aber ebensogut können auch gleich rasche Abkühlungen vorkommen. Zu Veray (in Indiana) zeigte das Thermometer bei Südweststurm 21·1°, dann erfolgte unter Gewitter Windwechsel gegen Nordwest mit nachfolgendem Schneesturm und um 5 Uhr früh betrug die Temperatur — 10°: ein Temperaturwechsel von über 31° in 6 Stunden.

Diese Temperaturstürze sind am häufigsten und am ausgesprochensten im Nordwesten der Vereinigten Staaten, in Montana und Dakota. Sie werden bei südlichen Winden von den Südprovinzen her mit warmer Luft überschwemmt, bei nördlichen Winden kann sich die kalte Luft aus Britisch-Nordamerika über sie ergießen. Zur Illustration des Temperaturgegensatzes zwischen Nord und Süd möge nur auf Minnedosa in Manitoba und New Orleans hingewiesen werden. Bei etwa 20° Breitenunterschied ist am letzteren Orte die Jännertemperatur 12·7°, am ersteren — 23·1°, der Unterschied 35·8°; im Juli der Unterschied 11·0° und im Jahresmittel 21·5°. So große Temperaturgegensätze kommen sonst nirgends in einem allseitig offenen Gebiete vor. Es ist eben besonders der Süden unter dem Einflusse des Mexikanischen Golfes abnorm warm und anderseits ist das kontinentale Britisch-Nordamerika im Winter ungemein kalt.

Das Vorüberziehen einer Depression mitten durch die Staaten der Union bedingt einen raschen Wechsel von warmen Südwinden auf der Vorder- und kalten Nordwestwinden auf der Rückseite der Depression. Es sind die „cold waves" der Vereinigten Staaten. Diese bringen dann gelegentlich Quecksilberfröste selbst bis zum 44. Breitengrad hinab. Oft wehen diese kalten nördlichen Winde mit großer Heftigkeit, liegt eine Schneedecke, dann wirbeln sie die feinen Eiskristalle auf und treten als die gefürchteten „Blizzards" auf. Es sind Schneestürme, die dem Buran von Sibirien entsprechen.

Da bei den besprochenen Temperaturgegensätzen ganz von selbst sich auch ein Luftdruckgefälle vom kalten Lande gegen den warmen Mexikani-

schen Golf herstellen muß, sind in Texas diese Nordwinde, die „Northers“ sehr häufig. Bringen sie auch in diesen niederen Breiten nicht mehr sehr tiefe Temperaturen, so kommen doch Temperaturen unter Null häufig vor. In ihrer Heftigkeit und ihrer Trockenheit, die sie dem Umstande verdanken, daß sie von den Hochebenen herabwehen, erinnern sie an die Bora der Adria.

Im Sommer ist über den Vereinigten Staaten die Druckverteilung meist eine sehr gleichmäßige, dann erhitzen sich in den Ebenen die unteren Schichten oft ganz außerordentlich, Temperaturen von über 40° kommen fast in den ganzen Vereinigten Staaten gelegentlich vor; diese hohe Erwärmung der unteren Luftschichten gibt dann infolge labilen Gleichgewichtes zu heftigen Wirbelwinden, den „Tornados“, Veranlassung, die unter heftigem Gewitter mit großer Geschwindigkeit vorwärtsschreiten und alles in ihrer Bahn zerstören und verwüsten.

Dem Kontinentalklima entsprechend hat Nordamerika meist Sommerregen, und zwar in ausreichender Menge, es fallen durchschnittlich über 100 *cm*.

Ausgesprochene Winterregen hat die pazifische Küste. Der schmale Küstensaum hat dann seinen größten Regenreichtum, wenn die Westwinde am kräftigsten entwickelt sind; hier fallen auch über 150 *cm*, nach Süden aber nimmt der Regenfall rasch ab und Unterkalifornien ist ja überhaupt fast regenlos.

Inmitten zwischen dieses Klimagebiet und die Ebenen im Osten schieben sich die amerikanischen Hochebenen mit großer Trockenheit und dementsprechend großen Temperaturamplituden. Besonders nach Süden hin nimmt die Trockenheit und die Sommerhitze zu. Am Golf von Mexiko, besonders in Florida, ist der Regenreichtum wieder groß, es fallen zirka 150 *cm*.

Ein Klimagebiet für sich bilden die Länder im äußersten Nordosten, die östlichsten Teile von Britisch-Nordamerika, Neufundland, Neuschottland usw., sie stehen nicht mehr wie die Ostküste unter dem Einflusse des Kontinents, sondern schon ganz unter jenem der Meeresströmungen im Atlantik, sie zeichnen sich vor allem durch einen kühlen Sommer und daher auch durch eine verhältnismäßig geringe Jahresschwankung der Temperatur aus.

§ 22. Das Klima von Australien und Ozeanien.

Australien liefert uns ein Beispiel für das Kontinentalklima der Subtropen, die Inseln Ozeaniens im Stillen Ozean mit Ausnahme der zwischen Asien und Australien gelegenen Sundainseln im westlichsten Pazifik dagegen ein Beispiel für den Typus des tropischen Seeklimas. Im ganzen Gebiet zwischen den Wendekreisen von den Hawaiischen Inseln einerseits bis zu den Fidschi- und den niedrigen Koralleninseln anderseits zeichnen sich die Wärmeverhältnisse durch außerordentliche Gleichmäßigkeit aus, die Temperatur ist durchaus eine hohe und auf der Nordhemisphäre herrscht der NE-, auf der Südhemisphäre der SE-Passat. Zwischen dieses Gebiet schiebt sich (etwa zwischen 5° nördl. Br. und 15° südl. Br.) im südlichen Sommer eine Zone mit unregelmäßigen Winden und Windstillen.

Temperaturtafel für Australien und Ozeanien.[1])

Ort	Länge	Breite	Jahresmittel	Kältester Monat	Wärmster Monat	Unterschied	Mittl. Maximum	Mittl. Minimum	Absol. Jahresschw.	Regenjahr
										cm
Batavia . .	106° 50′	6° 11′	25·9°	25·3°	26·4°	1·1°	32·9°	20·5°	12·4°	184
Port Darwin	130 51	12 28	27·3	23·7	28·5	4·8	38·4	15·0	23·4	159
Geralton . .	114 36	28 47	18·4	13·8	23·4	9·6	41·3	4·0	37·3	43
Alice Springs	133 37	23 38	21·3	11·0	29·8	18·8	45·6	−3·4	49·0	23
Brisbane . .	153 2	27 27	20·0	13·8	24·8	11·0	37·8	2·8	35·0	137
Melbourne .	144 59	37 50	14·2	8·7	19·1	10·4	38·7	2·3	36·4	66
Honolulu . .	157 50	21 18	23·3	20·9	25·3	4·4	—	—	—	100
Jaluit . . .	169 40	5 55	27·0	26·8	27·2	0·4	34·3	22·3	12·0	452
Tahiti . . .	149 34	17 32	24·7	23·1	25·8	2·7	33·1	16·8	16·3	124

Niederschlagsverhältnisse

in Zentimetern.

Ort	Jänn.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Batavia . .	**35**	30	23	14	10	10	8	3*	8	10	13	18
Port Darwin .	**38**	34	26	10	4	0	0*	0	1	6	11	28
Alice Springs	**5**	5	3	2	1	1	0*	0	1	2	1	2
Brisbane . .	16	**24**	21	13	7	9	6	6	5*	7	10	13
Geralton . .	0	0	1	3	7	8	**9**	8	3	1	1	0*
Melbourne . .	4	5	5	**6**	5	5	5	4*	6	8	7	6
Honolulu . .	10	12	10	8	8	5	6	6	5	6	13	12
Jaluit . . .	29	30	46	36	51	40	39	34	34	29	39	44
Tahiti . . .	20	16	19	12	7	5	4	3	6	5	14	13

[1]) Die Zahlen dieser Tabelle sind dem Hannschen Handbuche der Klimatologie entlehnt.

Die große Gleichförmigkeit der Temperatur zeigt uns am besten Jaluit. Der Unterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Monat ist nur 0·4°, aber auch im übrigen Gebiet ist er gering und übersteigt nicht 5°. Selbst die absolute Jahresschwankung, der Unterschied der Extreme liegt zwischen 12° und 15°. Die Tagesschwankung ist 5—9°; auf Jaluit liegen die Tagesmaxima das ganze Jahr hindurch zwischen 31° und 33°, die Tagesminima zwischen 24° und 25°, das höchste durchschnittliche Maximum des Jahres ist 34·3°, das tiefste durchschnittliche Minimum 22·3°.

Der südliche Sommer ist die Hauptregenzeit im ganzen Gebiet, aber eine ausgesprochene Trockenzeit ist nicht vorhanden, der Niederschlag ist ziemlich über das ganze Jahr verteilt und für die Niederschlagssumme ist maßgebend, ob sich Gebirge dem Passat entgegenstellen. Die dem Passat zugewendete Seite der hohen Inseln ist regenreich, die Leeseite regenarm. Die Bewölkung ist meist ziemlich groß.

Das Innere von Australien ist im Gegensatze hierzu rein kontinental und da es fast seiner ganzen Ausdehnung nach im Gebiete des subtropischen Maximums liegt, ist es relativ trocken, regenarm, bedeckt von Steppen und Wüsten. Nur im Sommer, wenn sich über dem heißen Innern tiefer Luftdruck einstellt, haben unter dem Einflusse des so entstehenden Sommermonsuns nicht nur die Küsten ihre Regenzeit, es treten dann auch im Innern (man vgl. Alice Springs) spärliche Sommerregen auf.

Im Innern ist die Tagesschwankung der Temperatur natürlich sehr groß, in Alice Springs durchschnittlich 16·7°, im September gar 18·3°. Auch der Unterschied des wärmsten und kältesten Monats ist hier beträchtlich; die Maxima übersteigen 45°, während die Minima des Jahres unter Null liegen. Gegen die Küsten hin werden die Gegensätze geringer, besonders gegen die Nordküste hin, welche ja noch den Tropen angehört und auch in der kalten Jahreszeit noch ziemlich hohe Temperaturen aufweist. Die ganze Nordküste, aber auch die südlichen Teile von Sumatra und Borneo, ganz Java, die kleineren Sundainseln und Neuguinea stehen unter dem Einflusse des sommerlichen Nordwestmonsuns, der dieses Gebiet klimatisch charakterisiert. Die Niederschläge fallen dementsprechend auch vorwiegend von Oktober bis März.

An der Südküste herrscht im Sommer der SE-Passat; das subtropische Maximum liegt um diese Zeit südlicher, aus ihm weht die Luft gegen das von niedrigem Druck bedeckte Innere. Im Winter liegt der hohe Druck über dem Festland, an der Südküste herrschen dann nordwestliche Winde. Die jährliche Temperaturschwankung ist dementsprechend, weil im Sommer der Seewind, im Winter der Landwind weht, nicht groß, sie beträgt an der ganzen Küste 8—10° C; die absoluten Extreme liegen aber doch ziemlich weit auseinander. Melbourne hat durchschnittliche Jahresmaxima von 36·4°, während das Minimum nur 2·3° beträgt. Die absoluten Extreme sind sogar sehr groß. Selbst Adelaide hat ein mittleres absolutes Maximum von 42·7°, Eucla, auch noch fast an der Küste, hat 44·9° und Echuca in Viktoria, ein wenig gegen das Innere vorgeschoben, gar 47·0°, dabei kommt hier ein durchschnittliches Jahresminimum von — 2·8° vor.

Die Zeit, in welcher der Passat weht, ist für das in der gemäßigten

Zone liegende Australien meist eine vorwiegend trockene Jahreszeit. Westaustralien, Südaustralien und Viktoria hat Winterregen, wie wir dies beispielsweise an der Station Geraldton in Westaustralien sehen. Die Regenmengen sind hier nicht groß. Die Ostküste, besonders die östlichsten Teile von Queensland und das östliche Neusüdwales haben dagegen Spätsommerregen. Der SE Passat bringt hier der gegen das Innere stark ansteigenden Küste oft beträchtliche Regenmengen. In Crohamhurst (430 *m*) oberhalb Brisbane wurden schon innerhalb zwölf Tagen 2670 *mm* gemessen.

Die Kolonie Viktoria liefert den Übergang zwischen den Winterregen des Westens und den Sommerregen des Ostens, sie hat (vgl. Melbourne) Frühjahr- und Herbstregen. Neuseeland dagegen, das schon fast ganz in das Gebiet der westlichen Winde reicht, hat seine Regenzeit dann, wenn diese am kräftigsten sind, wenn über Australien hoher Luftdruck liegt, also im Winter. Neuseeland hat Winterregen und gehört zu den regenreichsten Gebieten der Erde. Insbesonders die Westküste hat eine Jahressumme bis zu 300 *cm*.

Nicht unerwähnt möge bleiben, daß auch Australien ein volles Gegenstück zum südamerikanischen „Pampero" besitzt, in seinem „Sutherly Burster". Auch er ist ein Gewittersturm, der nach längerer Herrschaft heißen Wetters im Innern eines Barometermaximums das Eindringen kalter südlicher Luftströme auf der Rückseite der Antizyklone einleitet.

§ 23. Klimaschwankungen.

Zum Schlusse wollen wir nun noch der Schwankungen gedenken, denen das Klima im Laufe der Zeit zweifellos unterliegt. Daß in der Vorzeit der Erde das Klima vielfach ein vom jetzigen sehr verschiedenes war, das lehrt uns die Flora der Tertiärzeit, nach welcher im Norden von Grönland, Spitzbergen und Alaska damals ein Klima geherrscht hat wie heute in Norditalien, das lehren uns auch die Zeugnisse der Eiszeit, nach denen ganz Nordeuropa bis zum 51° Breite hinab mit einer Eisdecke überzogen war und unsere Alpengletscher eine unglaubliche Mächtigkeit erreicht hatten. Aber auch noch in neuerer Zeit werden periodisch Vorstöße und Rückgänge der Gletscher beobachtet, periodische Schwankungen des Wasserstandes der Seen, eine periodisch wechselnde Zunahme und Abnahme des Niederschlages und damit wohl auch verbunden: Änderungen der Jahrestemperatur.

Brückner hat Anzeichen für eine Klimaschwankung mit einer Periode von etwa 35 Jahren gefunden, aber es ist dies nicht so aufzufassen, daß das Klima einigermaßen regelmäßig alle 35 Jahre eine kalte und feuchte Periode aufweise, es soll damit nur gesagt sein, daß im Durchschnitt das Zeitintervall zwischen zwei solchen naßkalten oder warmtrockenen Perioden 35 Jahre beträgt; im Einzelfall ist das Intervall manchmal nur 20 Jahre, dann wieder übersteigt es auch 40 Jahre. Und wie die Zwischenzeiten, so sind wohl auch die Intensitäten der einzelnen Perioden sehr verschiedene.

Wenn wir uns die Frage nach den Ursachen solcher Schwankungen vorlegen, wird eine Antwort darauf nicht leicht sein. Nur eines wird uns von vornherein klar sein, sie können nur verursacht sein durch Änderungen

in jenen Faktoren, die überhaupt den Charakter des Klimas bestimmen. Als solche lernten wir aber in erster Linie kennen: die Sonnenstrahlung, die Land- und Meerverteilung und die Lage und Ausbildung der großen Aktionszentren unserer Atmosphäre, die Lage und Intensität der subtropischen Hochdruckmaxima und des Regengürtels der Kalmen.

Man hat natürlich auch in erster Linie an Änderungen in der Intensität der Sonnenstrahlung gedacht, sei es, daß man an periodische Änderungen auf der Sonne selbst dachte, sei es an eine wechselnde Durchlässigkeit der Atmosphäre (Eiszeitstheorie von Arrhenius), sei es auch, daß man Änderungen der Bestrahlung durch Schwankungen der Ekliptik oder Änderungen der Exzentrizität der Erdbahn ins Auge faßte.

Die Wirkung dieser verschiedenen Faktoren wäre eine durchaus nicht in allen Stücken gleichartige. Änderungen der Strahlungsintensität durch Vorgänge auf der Sonne oder Veränderungen in unserer Atmosphäre müßten den ganzen Erdball überall ganz gleichartig beeinflussen, nicht so Änderungen der Sonnenbahn. So würde eine Zunahme der Schiefe der Ekliptik eine Abnahme der Wärme am Äquator, eine Zunahme an den Polen, also eine gleichmäßigere Wärmeverteilung zur Folge haben, umgekehrt würde eine Abnahme der Schiefe den Gegensatz zwischen Äquator und Pol verschärfen.

Wieder anders wäre die Wirkung einer Änderung der Exzentrizität der Erdbahn. Es würde auch hier die Erde als Ganzes bei größerer Exzentrizität eine größere Wärmemenge empfangen, aber diese Zunahme wäre so klein, daß man diesen Einfluß wohl überhaupt wird ignorieren dürfen. Es würde aber, je nachdem welche Hemisphäre gerade Sommer oder Winter in der Perihelstellung hat, der Unterschied ein sehr beträchtlicher sein. Jene Hemisphäre, welche in der Perihelstellung ihren Winter hat, wird bei der großen Sonnennähe einen sehr milden Winter haben. Ihr Sommer wird kalt sein, weil die Sonne dann weit entfernt ist. Diese Hemisphäre wird einen geringen Unterschied der Jahreszeiten aufweisen, umgekehrt wird es sich aber für jene Hemisphäre verhalten, deren Sommer in die Perihelstellung fällt, sie wird große Jahresextreme aufweisen. Man kann die Unterschiede berechnen und gelangt dabei zu dem Ergebnis, daß sie jedenfalls geringer sind wie der Einfluß unserer heutigen ungleichen Land- und Meerverteilung. Es wird also auch diesem Faktor kein allzu großes Gewicht beizulegen sein.

Es kann aber die Vergrößerung der Exzentrizität der Erdbahn noch einen anderen Effekt hervorrufen. Wenn die Verbindungslinie von Frühjahrs- und Herbstpunkt unserer Erdbahn auf der Verbindungslinie von Aphel und Perihel senkrecht steht, dann wird bei großer Exzentrizität die Zeit von Frühjahrs- bis Herbsteintritt, also das Sommerhalbjahr, eine wesentlich verschiedene Dauer haben als der übrige Teil des Jahres, das Winterhalbjahr. Der eine Teil der Erdbahn, in dem das Perihel liegt, wird rasch, der andere langsam durchlaufen. Da nun der Frühjahrspunkt fortwährend sich gegen die große Achse der Erdbahn verschiebt und in etwa 21.000 Jahren einen vollen Umlauf macht, wird durch volle 10.000 Jahre der Sommer der einen Hemisphäre länger sein wie ihr Winter, nach Ablauf dieser Zeit tritt dasselbe für die andere Hemisphäre ein.

Bei großer Exzentrizität der Erdbahn wird sich also periodisch die Dauer der Jahreszeiten ändern, auf beiden Hemisphären in entgegengesetztem Sinne. Hierauf beruhen die Eiszeittheorien von Adhémar, Croll und Ball.

Keine dieser Hypothesen, welche die großen Klimaschwankungen auf astronomischem Wege zu erklären versucht, hat sich bisher dauernd Geltung zu verschaffen gewußt. Man hat weiter an eine Verlagerung der Erdachse, also an eine Verschiebung der Länder und Meere relativ gegen den Äquator gedacht und neuerlich ist diese Annahme wieder von Kreichgauer mit sehr beachtenswerten Argumenten gestützt worden. Ein wirklicher Beweis für die Richtigkeit dieser oder jener Theorie wurde bisher noch nicht erbracht.

Die Klimaschwankungen unserer Zeit zeigen ein verschiedenes Verhalten zwischen Land und Meer. Je weiter wir in den Kontinent eindringen, um so schärfer werden die Gegensätze, an der Küste verwischen sie sich, auf dem Meere schlagen sie ins Gegenteil um. Wenn wir hierbei weiter die Beobachtung benutzen, daß auf dem Lande in den naßkalten Perioden der Luftdruck niedrig, in den warmtrockenen umgekehrt hoch ist, dann kann es wohl keinem Zweifel unterliegen, daß wir die kurzdauernden Klimaschwankungen der neueren Zeit auf Luftverlagerungen, also, anders ausgedrückt, auf Veränderungen in den Aktionszentren zurückzuführen haben. Wie bedeutsam dieselben für das Klima sind, haben wir ja zur Genüge erörtert.

Freilich taucht nun gleich wieder die neue Frage auf, wodurch denn nun jene Änderungen der Aktionszentren entstehen? und auf diese Frage fehlt uns wieder die Antwort. Wir können nur vermuten, daß zunächst ein Wechsel im Temperaturgegensatz von Äquator und Pol die Intensität der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre und damit die subtropischen Hochdruckgebiete modifizieren würde. Aber die Ursache des Wechsels im Temperaturgegensatz bleibt uns doch wieder verborgen.

Wir können wohl aus alledem nur schließen, daß wir es bei den Klimaschwankungen zweifellos mit einem der verwickeltsten Phänomene unserer Atmosphäre zu tun haben und daß wir von einem klaren Einblick in dasselbe noch sehr weit entfernt sind.

Namen- und Sachregister.

	Seite
Abercromby	7, 78
Ablenkende Kraft	54, 65
Absolute Feuchtigkeit	29
Absorption	22, 41
Adhémar	127
Aitken	30
Aktinometer	19
Aktionszentren	81, 83, 94, 127
Allgemeine Zirkulation	55, 113
Alto-Kumulus	7
Alto-Stratus	7
Anemometer	4
Aneroid-Barometer	26
Angström	19
Anomalie	43
Antizyklone	68
Arrhenius	126
Aspirationspsychrometer	18, 34
Assmann	8, 18, 34
Atmosphäre, Begriff	1
„ Masse	31
Ausstrahlung	22, 40, 69
Babinet	49
Baco	63
Ball	127
Ballonfahrten	34, 47
Barograph	26
Barometer	25
Barometer-Maximum	68
„ Minimum	71, 78
Barometrische Höhenformel	48
Batchelder	43
Beobachtungsnetze	32
Bergwind	55
Bewölkung	6
Bezold v.	48, 58
Billwiller	7
Blizzard	121
Bodennebel	58, 69
Bora	76
Brandes	37, 64, 67
Brückner	125
Buchan	42
Buran	105
Buys Ballot	54, 65, 67
Campbell-Stokes-Sonnenscheinautograph	6
Celsius-Thermometer	16
Chamsin	116
Cirrokumulus	7
Cirrostratus	7
Cirruswolken	7
Cold waves	121
Conrad	8
Croll	127
Dalton	28
Dampfdruck	29
Defant	29
Depression	64, 71, 78
Depressionen, Zugstraßen	77, 82, 89
Desaguliers	27
Descartes	24, 27, 33
De Saussure	15, 19
Diffuse Reflexion	21
Diffuse Strahlung	21
Dines	8

Seite

Dove 8, 34, 36, 42, 43, 63
Doves Winddrehungsgesetz 63, 79
Drachen 35

Eisboden 107
Eiszeit 125
Elektrische Erscheinungen 32
Erhaltungstendenz 80
Evaporimeter 57

Fahrenheit-Thermometer 17
Feuchtigkeit 29, 59
Flächen gleichen Druckes 49
Föhn 102
Fortin-Barometer 25
Frostsituation 73

Galilei 14, 23
Gemäßigte Zone, Klima 88
Gewitter 32, 75, 88, 113, 116
Gewittersituation 70, 111
Gipfelobservatorien 34
Glaisher 34, 66
Golfstromeinfluß 43, 82
Gradient 50, 64
Graupel 13
Guericke 27, 63

Haarhygrometer 30
Hadley 54
Hagel 13
Halley 2, 27, 37, 51
Hann 36, 42, 58, 61, 64, 91
Harmattan 116
Haughton 57
Hebung der Flächen gleichen Druckes 49
Hellmann 12
Hildebrandsson 7
Hochwasserkatastophe 73
Höfe 32
Hoffmeyersche Karten 67
Höhenklima 92
Höhenmessung 49
Holosterique 26
Howard 7
Humboldt 37, 42, 87
Hutton 58
Hygrometer 30

Insolation 42, 69
Isanomalen 43, 46

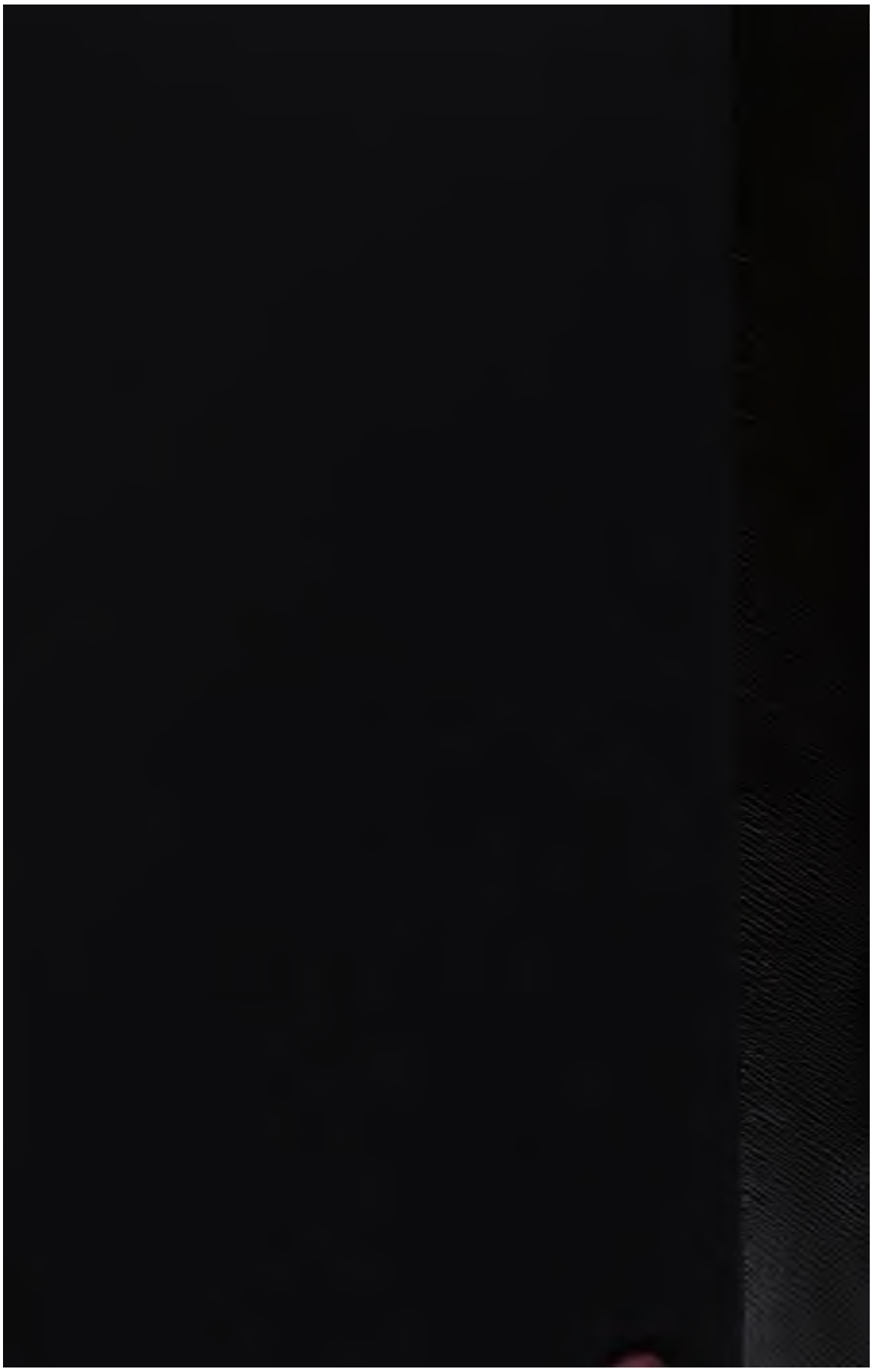
Seite

Isobaren 51, 52, 53, 64, 67, 78
Isolinien 37
Isothermen 42, 44, 45

Jahreszeiten 42, 85

Kalmenzone 59, 111
Kalt-Luftseen 47, 58, 69
Kant 63
Kappeller-Barometer 25
Keil hohen Luftdruckes 72
Klima, Begriff 2, 83
„ gemäßigtes 88
„ Höhen- 92
„ Land- 90, 100, 105
„ polares 89
„ See- 90, 99
„ solares 83
„ Steppen- 109, 113
„ von Afrika 111
„ „ Amerika 116
„ „ Asien 104
„ „ Australien 122
„ „ Mitteleuropa 102
„ der Mittelmeerländer 95
„ von Ozeanien 122
„ „ Rußland 100
„ „ Westeuropa 98
Klimaschwankungen 125
Klimatologie 2
Kondensation 30, 47, 57
Kontinentalklima 90, 100, 105
Konvektion 40
Koppes Hygrometer 31
Kreichgauer 127
Kreil 66
Kreislauf des Wassers 56
Kumulo-Nimbus 8
Kumuluswolken 7

Lamarck 66
Lambrechts Hygrometer 31
Lamont 36
Landklima 90, 100, 105
Landwind 50
Langley 21
Lavoisier 66
Lesshaft 83
Leste 116
Leveche 116
Leverrier 66

	Seite
Lichterscheinungen	32
Luft, Begriff	1
„ Zusammensetzung	28
Luftdruck, Begriff	22
„ Gefälle	50, 63
„ Maximum	68
„ Minimum	71, 78
„ Verteilung	48, 52, 53, 67, 77, 80
Lufttemperatur	16, 18
Mannheimer Ephemeriden	33, 64
Maritimes Klima	90, 99
Masse der Atmosphäre	31
Maurer	22
Maximum-Minimum-Thermometer	17
Meinardus	82
Meteorologie	2
Meteorologische Elemente	2
Mitteltemperaturen der Parallelkreise	43
Mittelwerte	35
Monsune	51, 110
Nebel	8, 58
Nebeltröpfchen	8
Nephoskop	11
Niederschlag	11, 58
Nimbus	8
Niphers Schutztrichter	12
Niveaukorrektur	26
Normalperiode	36
Norther	122
Ombrometer	12
Oslers Anemometer	5
Pampero	120
Pascal	24
Paschen	21
Passate	51, 87, 111
Perier	24, 33
Pernter	7, 58
Pictet	19
Polarklima	89
Pouillet	19
Precht	43
Prognose	76
Psychrometer	30
Purga	107
Reaumur-Thermometer	17
Reduktion aufs Meeresniveau	42, 49
Reduktion auf Normalperioden	36
Regenbildung	58
Regenmenge	11, 59
Regenmesser	11
Regentröpfchen	8, 13
Regenzone	59, 111
Relative Feuchtigkeit	29
Richard-Autographen	17, 26
Ringe	32
Robinsons Schalenkreuz	4
Rotch	35
Samum	116
Sättigung	28
Scheele	19, 28
Schlechtwettersituation	71
Schneegrenze	93
Schneemessung	12
Schönwettersituation	67
Schott	58
Schweben der Wolken	8
Schwerekorrektion	25
Scirocco	116
Seeklima	90, 99
Seewind	50
Selektive Absorption	22
Sella	43
Siedethermometer	26
Solares Klima	83
Solarkonstante	21
Sonnenschein	6
Spitaler	43
Stationsbarometer	25
Staub	30
Stefan	22
Steppenklima	109, 113
Strahlungswetter	69
Strato-Kumulus	8
Stratuswolke	7
Sturm	3
Sutherly Burster	125
Synoptische Methode	37, 64
Talwind	55
Taupunkt	30
Tauwetter	74
Teisserenc de Bort	34, 81
Temperatur, Abnahme mit der Höhe	47
„ Amplituden	39
„ Begriff	13
„ jährlicher Gang	41

	Seite
Temperatur, Korrektion	[illegible]
" tägliche Gang	[illegible]
" Umkehr	[illegible]
" Verteilung	[illegible]
Thermographen	[illegible]
Thermometer	[illegible]
Tornadier	[illegible]
Torricelli	[illegible]
Tornados	[illegible]
Tropenklima	[illegible]
Ventilation	[illegible]
Vulkan	[illegible]
Wärmestrahlung	[illegible]
Wasser-Kreislauf	[illegible]
Wasserdampf	[illegible]
Wetter	[illegible]
Wetter, Begriff	[illegible]
Wetter, Einfluß des Luftdruckes	[illegible]
Wetterdienst	[illegible]
Wetterkarte	[illegible]
Wetterregeln	[illegible]
Wettervorhersage	[illegible]
Wiesner	13
Wild	4, 57
Wind	[illegible]
Winddrehungsgesetz	[illegible]
Winterkurorte	[illegible]
Wolkenarten	[illegible]
Wolkenhöhen	[illegible]
Wolkenspiegel	11
Wolfmannscher Flügel	4
Wüstengürtel	[illegible], 113
Zentralanstalten	[illegible]
Zirkulation, allgemeine	[illegible], 113
Zugstraßen der Depressionen	[illegible]
Zyklonen	[illegible]